

Kinematik und Dynamik neogener Deformationsprozesse
des südzentralchilenischen Subduktionssystems,
nördlichste Patagonische Anden (37°-40°S)

Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades
der Naturwissenschaften im Fachbereich
Geowissenschaften
der Universität Hamburg

vorgelegt von

Susanne Potent

aus

Hamburg

Hamburg
2003

Als Dissertation angenommen vom Fachbereich Geowissenschaften
der Universität Hamburg
auf Grund der Gutachten von Prof. Dr. C.-D. Reuther
und Prof. Dr. K. Bandel

Hamburg, den 12. November 2003

Prof. Dr. H. Schleicher
Dekan
des Fachbereiches Geowissenschaften

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	7
Abstract	9
Vorwort	11
Danksagung	11
1 Einleitung	13
2 Regionalgeologischer Rahmen	15
2.1 .Struktur und Entwicklung der Südanden.....	15
2.2 Plattentektonischer Rahmen	15
2.3 Morphotektonische Einheiten des Untersuchungsgebietes	18
2.3.1 Tiefseerinne.....	18
2.3.2 Schelf	20
2.3.3 Arauco.....	22
2.3.4 Küstenkordillere.....	24
2.3.5 Längstal.....	25
2.3.6. Hauptkordillere	26
2.3.7 Liquiñe-Ofqui Störungszone.....	28
3 Geophysikalischer Hintergrund zur tektonischen Interpretation des Untersuchungsgebietes	31
3.1 Seismizität	31
3.2 Seismische Ereignisse und Folgen des Erdbebens von 1960 in Südzentralchile ..	34
3.3 GPS-Messungen	34
3.4 Schwereanomalien.....	35
3.5 Lage der Moho-Diskontinuität und Subduktionswinkel	37
4 Methodik und Datengrundlage	39
4.1 Paläospannungsanalyse	40
4.1.1 Durchführung der Paläospannungsanalyse	41
<i>Exkurs 1: Paläospannungsanalyse: Datenpräsentation und Verarbeitung</i>	<i>42</i>
<i>Exkurs 2: Paläospannungsanalyse: Datenseparierung.....</i>	<i>44</i>
4.2 Drainagenetzanalyse.....	45
4.2.1 Flusslängengradient Index	46
4.2.2 Sinuosität	46
5 Ergebnisse und dynamische Modelle	49
5.1 3D-Modell und Flussnetz des Arauco-Bíobío Trench-Arc Systems	49
5.2 Ergebnisse und Modelle der Halbinsel Arauco	53
5.2.1 Morphotektonik	53
5.2.2 Paläospannungsanalyse	55
5.2.3 Neotektonik	57
5.2.4 Kinematische Interpretation	57

5.3	Ergebnisse und Modelle der Küstenkordillere	59
5.3.1	Morphotektonik	59
5.3.2	Paläospannungsanalyse und Neotektonik.....	60
a)	Tirúa bis Lago Budi	60
b)	Valdivia.....	64
c)	Río BíoBío – St. Juana.....	65
5.3.3	Kinematisches Modell des äußeren Forearcs (Arauco und Küstenkordillere)	66
	<i>Critical taper</i> -Theorie	66
5.4	Ergebnisse und Modelle für das Längstal	71
5.4.1	Morphotektonik	71
5.4.2	Tektonische Strukturen und Paläospannungsanalyse	73
5.4.3	Neotektonik	74
5.4.4	Kinematisches Modell für das südchilenische Längstal	75
5.5	Ergebnisse und Modelle für die Hauptkordillere	79
5.5.1	Morphotektonik	79
5.5.2	Tektonische Strukturen und Paläospannungsanalyse	81
a)	Laguna de la Laja/Alto BíoBío (37-38°S)	82
b)	Lonquimay/Melipeuco (38°-39°S).....	82
c)	Pucon (39°-39°30`S)	86
	Horsetail-Struktur.....	87
	<i>Exkurs 3: Enden von Horizontalverschiebungszonen – Horsetail-Strukturen</i>	88
5.5.3	Neotektonik.....	88
	Aktive Tektonik und Flüsse.....	91
5.5.4	Interpretation: Deformationsphasen	96
a)	Kompressionsphase des oberen Miozäns	97
b)	Extensionsphase des unteren Pliozäns	98
c)	Horizontalverschiebungsphase oberes Pliozän bis rezent	98
5.5.5	Interpretation: Dynamische Prozesse	100
a)	Rotationen bei einfacher Scherung.....	100
b)	Ablenkung von Spannungsrichtungen an aktiven Horizontalverschiebungen	100
c)	Buttress-Effekte nördlich der Beendigung der LOFZ	100
	<i>Exkurs 4: Block- und Linienrotationen</i>	101
	<i>Exkurs 5: Beeinflussung von Spannungsrichtungen und -magnituden durch aktive Störungen</i>	102
5.5.6	Interpretation: Segmentierung des magmatischen Bogens.....	104
6	Steuerungsfaktoren der Deformationsprozesse des gesamten Trench-Arc-Systems	107
6.1	Konvergenz.....	107
6.2	Subduktionswinkel	109
6.3	Oberflächenbeschaffenheit der subduzierten Platte	109
6.4	Akkretion und Sedimentsubduktion	110
6.5	Klima und Sedimentation ab dem Miozän und deren Beitrag zur Deutung des Einflusses exogener Faktoren auf das Deformationsverhalten	112
6.6	Seismogene Zone.....	113
6.7	Strukturierung der Oberplatte (präexistente Störungen)	114
7	Synthese: Neogene Entwicklung des südzentralchilenischen Trench-Arc-Systems	117
7.1	Miozän.....	117
7.2	Pliozän/Quartär.....	119

8	Einordnung des Arauco-Bíobío Trench-Arc-Systems in den andinen Rahmen	125
8.1	Segmentation der Anden	125
8.2	Kontrollfaktoren der Segmentation in der Umgebung des Arauco-Bíobío Trench-Arc-Systems	127
8.2.1	Strukturierung der ozeanischen Platte.....	127
8.2.2	Klima	130
8.2.3	Paläogeographie.....	131
8.3	Zusammenfassung des andinen Rahmens	131
9	Zusammenfassung und Ausblick	133
	Anhang	139
	Anhang A.....	139
	Anhang B.....	140
	Anhang C.....	142
	Anhang D.....	144
	Anhang E.....	147
	Anhang F	149
	Abbildungsverzeichnis	153
	Literaturverzeichnis	160

Zusammenfassung

Die dynamische Entwicklung des neotektonisch und vulkanisch aktiven südchilenischen Plattenrandes wird durch die schiefe Subduktion der ozeanischen Nazca Platte unter den südamerikanischen Kontinent gesteuert. Die Deformationen in der Oberplatte sind von der Verformungsaufteilung (*strain partitioning*) des Konvergenzvektors in Bewegungen und Deformationen senkrecht und parallel zum Plattenrand sowie von diversen anderen in Wechselwirkung zueinander stehenden exogenen und endogenen Faktoren abhängig.

Das Untersuchungsgebiet (Arauco-Bíobío Trench-Arc-System), das sich zwischen den Küstenstädten Concepción und Valdivia ($36^{\circ}45'$ - 40° S) und bis in den magmatischen Bogen an der chilenisch-argentinischen Grenze ($73^{\circ}30'$ - 71° W) erstreckt, bietet die Möglichkeit, die neogene Entwicklung eines Subduktionssystems zu studieren und die für die differenzierten Deformationen verantwortlichen Faktoren zu evaluieren. Mit Hilfe von detaillierten strukturgeologischen Untersuchungen der räumlichen und zeitlichen Zusammenhänge der andinen und auch prä-andinen Strukturen konnten kinematische Modelle für die verschiedenen Einheiten des Trench-Arc-Systems entwickelt werden. Tektonische Untersuchungsmethoden wurden durch die Analyse von Fernerkundungsdaten sowie geomorphologischen und sedimentologischen Studien ergänzt. Die neotektonische Aktivität wurde durch gängige paläoseismologische Beobachtungen, die Analyse des Gewässernetzes und elektromagnetische Messungen der aktiven Spannungen beurteilt.

Die Ergebnisse zeigen, dass im südchilenischen Subduktionssystem schon eine geringe Schiefe der Konvergenz eine Partitionierung des Konvergenzvektors auslöst und dadurch zu unterschiedlichen Deformationen in den verschiedenen morphotektonischen Einheiten der Oberplatte führt.

Der **äußere Forearc**, der im Untersuchungsgebiet die Halbinsel Arauco und die Küstenkordillere umfasst, wird durch die Komponente senkrecht zum Plattenrand beeinflusst. Während an und oberhalb der Subduktionszone die Kompression zwischen den Platten zu den weltweit größten Überschiebungsbeben führt, zeichnet sich die Oberfläche des äußeren Forearcs durch Dehnung aus. Die Halbinsel Arauco zeigt Extension an vorwiegend NNE-SSW streichenden, parallel zum Plattenrand orientierten Störungen. Südöstlich anschließende Bereiche der Küstenkordillere zeigen dagegen radiale Extension über lokalen Hebungscentren. Die Extension an der Oberfläche wird in dieser Arbeit als Reaktion auf eine Hebung oberhalb subduzierter und wieder unterplatteter Sedimente interpretiert. Das Zusammenspiel von Kompression, Hebung und Dehnung gehorcht Abläufen, die der Erhaltung einer kritischen Keilform des äußeren Forearcs dienen. Aufgrund unterschiedlicher Keileigenschaften wie der petrographischen Zusammensetzung, der basalen Reibung und variierender Oberflächenprozesse bilden sich verschiedene Keile entlang der Küste aus, die zeitlich unterschiedliche Deformationsabfolgen zeigen.

Mit Distanz zur Plattengrenze lässt der Einfluss der senkrecht zum Plattenrand orientierten Deformationskomponente nach und der **innere Forearc**, das südchilenische Längstal, zeigt stattdessen Hinweise auf Plattenrand-parallele Einengung. Überschiebungen und Abschiebungen in quartären Sedimenten sowie Blockverkipnungen deuten darauf hin, dass die Deformationen im Längstal mit ähnlichen Keilprozessen wie im äußeren Forearc erklärt werden können, jedoch einer N-S Einengung unterliegen.

Die Tiefseerinnen-parallele Komponente der schiefen Subduktion wird in den Südan den durch dextrale horizontale Bewegungen an der ca. 1000km langen Liquiñe-Ofqui Störungszone (LOFZ) im **magmatischen Bogen** akkomodiert. Bewegungen finden in einem verzweigten System konjugierter dextraler NNE-SSW und sinistraler E-W streichender Störungen unter NE-SW Einengung statt. Differenzierte horizontale Bewegungen an diesen kinematisch gekoppelten Störungen bei einfacher Scherung (*simple shear*) führen zu Rotationen und Ablenkung der Hauptspannungsrichtungen an den aktiven Störungen.

Im Arauco-Bíobío Trench-Arc-System spaltet sich die LOFZ in mehrere Zweigverschiebungen auf, an denen der Versatz in einer extensiven Horsetail-Struktur abgebaut wird, in der die Störung endet. Das Ende dieser Störungszone führt zu gravierenden Unterschieden in der rezenten Kinematik benachbarter Segmente im magmatischen Bogen. Während der Bereich südlich der Horsetail-Struktur (38° - 39° S) im Quartär von transtensiven Bewegungen betroffen ist, zeigt das Segment nördlich davon (37° - 38° S) nur wenige Anzeichen von Horizontalverschiebungen. Vorhandene Störungen entstanden unter N-S Einengung, die durch Spannungsakkumulationen nördlich der Horsetail-Struktur hervorgerufen werden. Weiter südlich (39° - 40° S) zeigen die Störungen der LOFZ reine Horizontalverschiebungen unter NE-SW Einengung.

Da der gesamte Forearc an der LOFZ nach Norden geschoben wird, treten Spannungsakkumulationen im Zusammenhang mit dem Ende der Störung jedoch im gesamten Forearc auf. Nördlich der Horsetail-Struktur ist der Forearc nicht mehr vom Rest des Kontinentes abgekoppelt und es kommt daher zu einer Blockierung der weiteren Nordwärtsbewegung des Forearcs. Die N-S Einengung und die Keildynamik im Längstal sind auf diese

Prozesse zurückzuführen. Im äußeren Forearc führt die Überlagerung von senkrecht und parallel zum Plattenrand verlaufenden Bewegungen zu starken Hebungen. Die Bildung der 40km in den Pazifik vorspringenden Halbinsel Arauco und ihre quartäre Hebung sowie die hohe tektonische Mobilität muss im Zusammenhang mit diesen Spannungsüberlagerungen gesehen werden.

Es kann gezeigt werden, dass die interne Segmentation des magmatischen Bogens in Zusammenhang mit der Strukturierung der Nazca Platte steht. Ehemalige Transformstörungen, die unterschiedlich alte ozeanische Kruste und Tiefseerinnensegmente mit abweichender Sedimentfüllung voneinander abgrenzen, können durch das sich an ihnen verändernde Subduktionsverhalten die Spannungsübertragung bis in den magmatischen Bogen hinein beeinflussen.

Die Paläospannungsanalyse neogener Strukturen zeigt, dass die beschriebene kinematische Unterteilung des Trench-Arc-Systems seit dem mittleren/oberen Pliozän vorliegt. Im Miozän und unteren Pliozän wird dagegen das ganze Trench-Arc-System gleichermaßen von Kompressions- und Extensionsphasen betroffen. In Zeiten der Partitionierung im Miozän kam es aufgrund der weiten Ausdehnung des Magmatismus nur zu einer Zweiteilung des Trench-Arc-Systems im Gegensatz zu der heutigen beschriebenen Dreiteilung. Diese Ergebnisse zeigen, dass die kinematische Segmentierung des Trench-Arc-Systems und die Übertragung von Spannungen auf die Oberplatte weniger als angenommen von der Konvergenzgeschichte, sondern viel mehr von der Schwächung der Oberplatte durch Magmatismus und präexistente Strukturen sowie der Menge subduzierter Sedimente abhängt. Im Vergleich mit angrenzenden Andensegmenten zeigt sich gleichfalls, dass Faktoren wie der klimatisch gesteuerte Eintrag in die Tiefseerinne und die vorgeprägte Strukturierung der Oberplatte und der ozeanischen Platte eine entscheidende Rolle für die Deformation in der Oberplatte spielen.

Das präsentierte umfassende kinematische Modell des südzentralchilenischen Trench-Arc-Systems erklärt die aufgenommen Störungsgeometrien und vereint geologische, geomorphologische und geophysikalische Daten. Es kann gezeigt werden, dass die morphotektonischen Einheiten trotz der unterschiedlichen Bewegungsabläufe kinematisch interagieren.

Abstract

The dynamic evolution of the neotectonically and volcanically active plate margin of South Central Chile is driven by the oblique subduction of the Nazca Plate under the South American continent.

The deformation of the upper plate is governed by the way in which the plate slip vector is partitioned into displacement and strain normal and parallel to the plate margin (strain partitioning). Additionally the subduction system is influenced by various exogenetic and endogenetic factors which are mutually related to each other.

The studied area (Arauco-Bíobío Trench-Arc-System) is located between the cities Concepción and Valdivia at the Chilean coast (36°45'–40°S) and extends to the magmatic arc at the Chilean-Argentinean border. It is an appropriate area to study the Neogene evolution of a subduction system and to evaluate the role of factors controlling the differential deformation of the system. By means of detailed structural investigations of the spatial-temporal relationships of Andean and also pre-Andean structures, kinematic models were developed describing the different deformation of the units of the Trench-Arc-System. Tectonic methods were complemented by the analysis of remote sensing data as well as geomorphological and sedimentological studies. The neotectonic activity was judged by paleoseismological observations, drainage pattern analysis and electromagnetic measurements of the active stress directions.

The results show that even a small obliquity of the plate convergence leads to a partitioning of the plate slip vector within the South Central Chilean subduction system and therefore to distinct deformations of the different morphotectonic units.

The **outer forearc**, comprising the Peninsula Arauco and the Coastal Cordillera, is influenced by the orthogonal component of strain partitioning. Whereas compression between the plates causes big earthquakes at the plate interface, extensional structures are to be observed at the surface. The Peninsula Arauco demonstrates extension on NNE-SSW striking normal faults, oriented parallel to the plate margin. In contrast, parts of the Coastal Cordillera south-east of Arauco show radial extension above local uplift-centres. Extension at the surface is interpreted to be a reaction to uplift above subducted and subsequently underplated sediments. The interaction between compression, uplift and extension is controlled by the reaction of a forearc wedge to the changing parameters, striving for a certain equilibrium form called critical taper. Due to distinct wedge parameters along the coast like composition, basal friction and varying surface processes, different wedges with deviating deformation sequences develop in the outer forearc.

The influence of the orthogonal component decreases with distance to the plate boundary. The **inner forearc**, the Longitudinal Valley, provides evidence for contraction parallel to the plate margin instead. Thrusts and normal faults in Quaternary sediments as well as block-tilting indicate that deformation in the Longitudinal Valley can be explained by similar critical taper processes as in the outer forearc, however the former are governed by N-S compression.

The trench-parallel component of oblique subduction is accommodated by dextral movements along the more than 1000km long Liquiñe-Ofqui Fault Zone (LOFZ) in the **magmatic arc**.

Movements take place in an anastomosing network of linked, conjugated NNE-SSW striking dextral and E-W striking sinistral faults affected by NE-SW contraction. Differential strike-slip on these kinematically coupled faults in a simple-shear regime lead to rotations and the deflection of the stress-axes at the active faults.

In the Arauco-Bíobío Trench-Arc-System the LOFZ splits into several splay faults to release the horizontal offset in an extensive horsetail-structure. The termination of the fault zone leads to significant differences of the Recent kinematics of adjacent segments in the magmatic arc. Whereas the region south of the horsetail-structure (38°–39°S) is affected by Quaternary transtension, the segment to the north (37°–38°S) shows less indications of strike-slip faulting. Existing strike-slip faults developed under N-S contraction, generated by stress accumulations north of the horsetail-structure. Further south (39°–40°S), the splays of the LOFZ demonstrate pure horizontal movements under NE-SW contraction.

Due to the fact that the entire forearc is transported to the north at the LOFZ, stress accumulations in relation to the end of the fault zone affect the whole Trench-Arc-System. North of the horsetail-structure the forearc is no longer detached from the rest of the continent, which leads to a buttressing of the further northward movement. The N-S compression and the wedge dynamics in the Longitudinal Valley can be attributed to this process. In the outer forearc the superposition of movements parallel and normal to the plate margin leads to a complex deformation pattern and uplift. The strong uplift of the Arauco Peninsula and adjacent parts of the Coastal Cordillera as well as the high tectonic mobility on Arauco are interpreted as a result of the two interacting processes.

It can be shown that there is a correlation between the internal segmentation of the magmatic arc and the structure of the Nazca Plate. Former transform faults are separating oceanic crust of different age and density as well as trench segments with different sedimentary infill. The resulting difference of the subduction parameters control the transfer of stress up to the magmatic arc and therefore have an influence on the deformation pattern.

The paleostress analysis of Neogene structures demonstrates that the described kinematic subdivision of the Trench-Arc-System exists at least since the Middle/Upper Pliocene, whereas the total area was affected similarly both by compression and extension phases during the Miocene and Lower Pliocene. Short periods of strain partitioning in the Miocene lead to two different deformation patterns instead of the three existing today, because magmatism was not confined to the magmatic arc, but expanded to the western border of the Longitudinal Valley. These results show that the kinematic segmentation of the Trench-Arc-System and the transmission of stress to the upper plate is less influenced by convergence but also by weakening of the upper plate due to magmatism and pre-existing structures as well as by the amount of subducted sediments. The comparison with adjacent segments of the Chilean Andes supports the assumption that the climatically controlled variations of the trench fill and the pre-existing structure of the lower and the upper plate exhibit a strong influence on the dynamics of the South America Plate.

The presented comprehensive model for the South Central Chilean Trench-Arc-System accounts for the measured fault-geometries and combines geological, geomorphological and geophysical data. It can be shown that the morphotectonic units interact despite their different kinematics.

Vorwort

Diese Doktorarbeit fand im Rahmen meiner Tätigkeit als wissenschaftliche Mitarbeiterin in dem von der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanzierten und von Prof. Dr. Reuther geleiteten Projekt „Krustendynamische und exogene Faktoren bei der Gestaltung des känozoischen chilenischen Trench-Arc-Systems der Arauco-Bío Bío Region, südliches Zentral-Chile“ statt. Dieses Forschungsvorhaben stellt ein Kooperationsprojekt zwischen der Universität Hamburg und der Universidad de Concepción, Chile dar und profitierte zusätzlich von Partnern des übergeordneten Bündelantrags (Die Entwicklung des südchilenischen Trench-Arc Systems seit dem Auseinanderbrechen von Gondwana).

Als Vorläufer dieses Projektes wurde von Dr. Maïke Böttcher eine Dissertation über die Tektonik der Halbinsel Arauco (Betreuung Prof. Dr. Reuther) angefertigt, deren Ergebnisse in das in dieser Arbeit vorgestellte Modell miteinfließen und durch Zitate integriert werden. Die Halbinsel Arauco stellt einen Teilbereich meines Arbeitsgebietes dar, der von mir wegen der Größe der zu untersuchenden Region nicht erneut detailliert im Gelände bearbeitet wurde.

Innerhalb des Projektes wurde zusätzlich eine Diplomarbeit über die fluviatilen Sedimente des Längstales von Sebastian Lindhorst angefertigt. Die für die morphotektonische Analyse meiner Arbeit genutzten Abbildungen wurden zum großen Teil von Sebastian Lindhorst hergestellt. Seine sedimentologischen Analysen waren zum Zeitpunkt der Fertigstellung dieser Arbeit jedoch noch nicht abgeschlossen und konnten daher nicht eingebunden werden.

Paläontologische Daten stammen zum großen Teil aus der innerhalb des DFG-Bündelantrages angefertigten Dissertation von Dr. Sven Nielsen (Betreuung Prof. Dr. Bandel).

Meine Dissertation basiert auf einem umfangreichen, von mir in zwei dreimonatigen Aufenthalten im Gelände aufgenommenen strukturgeologischen Datensatz und eigenen geomorphologischen sowie sedimentologischen Untersuchungen. Die Kombination dieser Daten und die in dieser Dissertation vorgestellten Modelle über die Dynamik des gesamten südchilenischen Subduktionssystems stellen neue Erkenntnisse sowohl regionaler als auch methodischer Art dar.

Die vorliegende Arbeit gehört zu einem Fachgebiet (Strukturgeologie, Tektonik, Geodynamik), dessen aktuelle Diskussion in Englisch geführt wird. Daher werden zusehends mehr englische Fachbegriffe in die deutsche Fachsprache übernommen und es wird ein fließender Übergang zwischen beiden Wissenschaftssprachen geschaffen. Soweit möglich werden in dieser Arbeit deutsche Begriffe benutzt, die durch englische Fachbegriffe in kursiver Schrift ergänzt werden. Häufig genutzte Begriffe, die im englischen wesentlich gebräuchlicher sind oder für die es keinen sinnvollen deutschen Ausdruck gibt, werden erläutert und dann integriert. Die Beschriftung der aus englischer Literatur übernommenen Abbildungen wird beibehalten.

Der Begriff Neogen wird in der Literatur unterschiedlich definiert. In dieser Arbeit wird die Definition von BERGGREN et al. (1995) verwendet, nach der das Neogen nicht nur das obere Tertiär (Miozän und Pliozän), sondern auch das Quartär umfasst.

Die Doktorarbeit soll auch Geowissenschaftlern anderer Fachgebiete zugänglich sein. Daher werden strukturgeologische Verfahren und theoretische Ansätze von Deformationsprozessen, die wichtig für das Verständnis der in dieser Arbeit vorgestellten Daten und entwickelten Modelle sind, als Exkurse in grauen Boxen präsentiert. Modelle mit regionalem Bezug zum Untersuchungsgebiet werden dagegen in den Fließtext eingebunden.

Danksagung

Der wichtigste Beitrag in dieser Danksagung gebührt meinem Doktorvater Prof. Dr. Reuther, der mir die Chance dieser Arbeit in Chile gegeben hat und immer an mich geglaubt hat. Ich bedanke mich besonders für die gemeinsame Geländearbeit, die vielen konstruktiven Diskussionen und die Unterstützung. Ich kann nur hoffen, dass mir in meinem weiteren Leben noch mehr solcher Mentoren wie Sie begegnen werden.

Ich danke Prof. Dr. Bandel für die Übernahme des Zweitgutachtens und die vielen Anregungen während der kurzen gemeinsamen Geländebegehung. Ihnen ist es zu verdanken, dass ich im Küstenbereich den Ansatz einer Korrelation sedimentologischer und paläontologischer Beobachtungen mit tektonischen Ereignissen in diese Arbeit integriert habe.

Prof. Dr. Betzler sei herzlich für die kurzfristige Beantwortung der letzten sedimentologischen Fragen gedankt.

Ich danke meinen chilenischen „Profes“ Ramiro Bonilla und Arturo Quinzio für die unermessliche Hilfe, die sie bei der Organisation meiner Geländeaufenthalte geleistet haben und das stets offene Ohr und Verständnis für mich. Professorin Maria Mardones danke ich für die kurze gemeinsame Geländebegehung und die Vermittlung ihres unermüdlichen Forscherdrangs. Gerardo Flores half bei organisatorischen Belangen in Concepción.

Mein vielleicht herzlichster Dank gilt meinen Kommilitonen der Universidad de Concepción in Chile, die mich mit uneigennützigem Engagement ins Gelände begleiteten, mich in den chilenischen way of life einführten und die ich heute zu meinen besten Freunden zähle. Allen voran Ivonne Cartes und Gonzalo Astroza gefolgt von Matias Sanchez, Pablo Merino, Daniel Melnick und Maria Jesus Bravo.

Jürgen Adam und Ulrich Riller (GFZ-Potsdam/Humboldt Universität Berlin) danke ich dafür, dass sie mich nach der ersten Auswertung der Fault-striae Daten noch einmal zurück an den Schreibtisch geschickt haben, auch wenn mich das sehr viel Zeit gekostet hat.

Besonders bedanken möchte ich mich bei Matthias Rosenau vom GFZ-Potsdam, der sowohl einen Teil der Geländearbeit als auch die Auswertung durch seine Diskussionsbereitschaft und uneingeschränktes Teilen von Informationen und Ideen sehr bereichert hat. Ohne seine dauernden Anregungen und Diskussionen in zeitweise wöchentlichen mails, hätte ich vielleicht einige Dinge übersehen. Bleib so wie Du bist!

Ron Hackney von der FU-Berlin verdanke ich die Übergabe der gravimetrischen Abbildungen und die Bestätigung, dass produktive Diskussionen zwischen Geophysikern und Geologen möglich und notwendig sind.

Vielen Dank auch an Sven Nielsen, an den man sich als Bündelprojekt-Kollege immer mit Fragen über Paläontologie, Klima und die neogenen Sedimente auf Arauco wenden konnte. Danke auch für die Beantwortung einiger organisatorischer Fragen.

Kommen wir zum 9. Stock des Hamburger Geomatikums:

Ein sehr, sehr herzliches Dankeschön geht an Sebastian Lindhorst, nicht nur wegen der Unterstützung in allen Computerbezogenen Dingen, sondern auch wegen der guten Zusammenarbeit und Freundschaft, die sich im Gelände und im 9. Stock entwickelte. Ich habe mich manchmal gefragt, was ich ohne Dich gemacht hätte...und das, obwohl Du als Diplomand in meinem Projekt wohl eher von mir hättest profitieren sollen. Vielen Dank für das Überlassen von Abbildungen Deiner Diplomarbeit, der Durchführung der 3D-Modellberechnungen und das Korrekturlesen. Und alles Gute für Deine Zukunft.

Björn Berning ist aus meinem Leben im Geomatikum nicht wegzudenken. Vielen Dank für jeden Tag Mensa, lange Gespräche beim Kaffee, keine Einsamkeit an durchgearbeiteten Wochenenden, kleine Einblicke in die Bryozoenwelt, die Tapas-Abende und das Korrekturlesen.

Stefan Reiß: was soll ich sagen – wir kennen uns nun schon so lange und ich weiss, dass ich mich immer auf Dich verlassen kann. Vielen Dank für diesen steten unauffälligen Rückhalt die ganzen Jahre.

Ein herzliches Dankeschön geht auch an den Rest der Arbeitsgruppe, die in den letzten Jahren stetig gewachsen ist und immer mehr Leben in den 9. Stock bringt. Ihr habt es geschafft, dass man nie mehr alleine dort herumsitzt und sich fragt, warum man nicht lieber zuhause arbeitet, habt es geschafft, Freundschaft und Spaß in großem Maße mit in die Geologie einzubringen. Ich war zwar nur sporadischer Teilnehmer der gemeinsamen Abende, danke Euch aber für diese wenigen Stunden und das Bier, wenn es nicht mehr weiterging. Vielen Dank an die gesamte Arbeitsgruppe, allen voran Merle Hagen, Hjalmar Grüneisen, Helge Finckenstein und Nils Buurman.

Last but not least der Dank an Freunde und Familie: Ich bedanke mich herzlich bei meinen Eltern Anette und Werner Potent sowie meinem Bruder Andreas Potent, deren Glaube an mich, auch wenn sie nicht immer nachvollziehen können, was ich so tue, unerschütterlich ist und der mich immer begleitet. Ich bedanke mich bei all meinen Freunden, die die totale Vernachlässigung der letzten Zeit durchgehalten haben. Ein besonderes Dankeschön in dieser Hinsicht geht an meine für immer beste Freundin Janine Paelchen. Mein größter Dank gilt meinem Freund Jürgen Scholz für die tägliche Unterstützung und sein unendliches Verständnis. Es tut mir sehr leid, dass ich dieses Verständnis in Zukunft noch mehr strapazieren muss.

Für die finanzielle Unterstützung danke ich der Deutschen Forschungsgemeinschaft und der Graduiertenförderung der Stadt Hamburg.

1 Einleitung

Neotektonisch aktive Subduktionssysteme sind aufgrund der assoziierten schweren Erdbeben und katastrophalen Vulkanausbrüche schon seit langem ein Schwerpunkt kontinuierlicher geowissenschaftlicher Forschung.

Der wichtigste Steuerungsfaktor für die Strukturierung und die Bewegungsmechanismen des konvergenten Plattenrandes Südzentralchiles ist die schnelle, schiefe Subduktion der ozeanischen Nazca Platte unter die kontinentale Südamerika Platte. Änderung der zwischen beiden Platten stattfindenden Konvergenz und Reibung resultieren in unterschiedlichen Subduktionsparametern, die zusammen mit den Einflüssen exogener Prozesse ein komplexes Deformationsmuster im *forearc* (Region zwischen der Tiefseerinne (*trench*) und magmatischem Bogen (*arc*)) und im magmatischen Bogen der südchilenischen Anden schaffen.

Eine Charakterisierung der ein Subduktionssystem steuernden Parameter wurde bereits 1986 von JARRARD sehr ausführlich vorgenommen, neuere Untersuchungen zeigen jedoch, dass diese Faktoren immer wieder revidiert werden müssen. Aktuellere Untersuchungen über die seismogene Zone, z.B. von OLESKEVICH et al. (1999) zeigen, dass einige vorher als dominierend beurteilte Faktoren, wie z.B. der Abtauchwinkel der Unterplatte, bei der Generierung von Erdbeben einen geringeren als vorher angenommenen Einfluss ausüben und durch neue Ursachen ergänzt werden müssen. Ähnliches gilt für die Struktur eines Forearcs, die von DICKINSON & SEELY (1979) zusammengefasst wurde, aber auch regelmäßiger Aktualisierung bedarf. In neueren Publikationen wird der gesamte Forearc als Krustenkeil interpretiert, der, um ein stabiles Gleiten der Oberplatte über die subduzierte Platte zu ermöglichen, eine bestimmte kritische Keilform erhalten muss. Die Form des Keils kann durch endogene und exogene Faktoren verändert werden, so dass Deformationen im Forearc dahingehend gedeutet werden, dass sie dem Wiedererlangen der kritischen Keilform dienen (z.B. ADAM & REUTHER 2000).

Der Forschungsbedarf in diesem Bereich ist immer noch sehr groß und viele dynamische Abläufe sind noch nicht vollständig verstanden. In dieser Arbeit werden daher zusätzlich zu der Erfassung der neotektonischen Bewegungen der Region auch die Wechselwirkungen der Prozesse, die ein Subduktionssystem steuern, aufgelöst und interpretiert. Die neotektonisch sehr aktiven südzentralchilenischen Anden sind ein Gebiet, das einem erlaubt, diese Faktoren und die resultierende Dynamik in einem regionalen Modell zu bestimmen und auf andere Subduktionssysteme anzuwenden.

Das Untersuchungsgebiet befindet sich in Südzentralchile zwischen den Küstenstädten Concepción und Valdivia ($36^{\circ}45' - 39^{\circ}45' \text{S}$) und erstreckt sich nach Osten bis zur chilenisch-argentinischen Grenze (ca. $73^{\circ}30' - 71^{\circ} \text{W}$) (Abb. 1-1). In Anlehnung an den DFG-Projekttitle und BOETTCHER (1999a) wird aufgrund der Auffälligkeit der Halbinsel Arauco und des größten Flusses Bío-Bío (s. Abb. 1-1b) der Begriff Arauco-Bío-Bío Trench-Arc-System für das Untersuchungsgebiet übernommen. Das Arauco-Bío-Bío Trench-Arc-System zeigt geologisch gesehen mehrere Besonderheiten, welche die Untersuchungen in diesem Bereich des chilenischen Plattenrandes noch attraktiver machen:

- Die flache topographische Ausbildung der Südanden zeigt trotz gleicher Konvergenzfaktoren prägnante Unterschiede zu den Zentralanden mit Gipfeln bis knapp 7000m und Plateaubildung, wie sie bisher nur von Kontinent-Kontinent Kollisionen bekannt war (s. Abb. 1-1a). Im Gegensatz zu den Zentralanden haben sich Akkretion und Subduktionserosion in den Südanden über die Zeit ausgeglichen, so dass sich die Einheiten des Trench-Arc-Systems auch in der Vergangenheit in derselben plattentektonischen Situation befunden haben. Das Untersuchungsgebiet bietet damit die Möglichkeit, einen vergleichsweise einfachen konvergenten Plattenrand zu analysieren und eventuell Hinweise darauf zu finden, warum sich die Topographie so stark von der der Zentralanden unterscheidet.
- Im Nordteil des Arauco-Bío-Bío Trench-Arc-Systems endet eine sich über 1000km im magmatischen Bogen erstreckende dextrale Störungszone (Liquiñe-Ofqui Störungszone = LOFZ, Abb. 1-1b). Über den Spannungsabbau am Ende von Plattenrand-parallelen Horizontalverschiebungen liegen bisher keine detaillierten Veröffentlichungen vor.
- Die Küstenlinie springt südlich Concepción mit der Halbinsel Arauco 40km in den Pazifik vor. Die Entstehung dieser Halbinsel war Thema der Doktorarbeit von Frau Maike Boettcher, wurde aber in dieser Arbeit wegen des Zusammenhangs mit den Bewegungen im magmatischen Bogen auf Basis der bereits bestehenden Daten (BOETTCHER 1999a) neu analysiert.
- Die Nazca Platte wird im Arauco-Bío-Bío Trench-Arc-System durch zwei Bruchzonen segmentiert, die unterschiedlich alte und daher unterschiedlich dichte ozeanische Kruste voneinander trennen. In dieser Arbeit wird überprüft, ob diese Strukturierung der Unterplatte bei der Subduktion zu unterschiedlichen Deformationen in der Oberplatte führt.

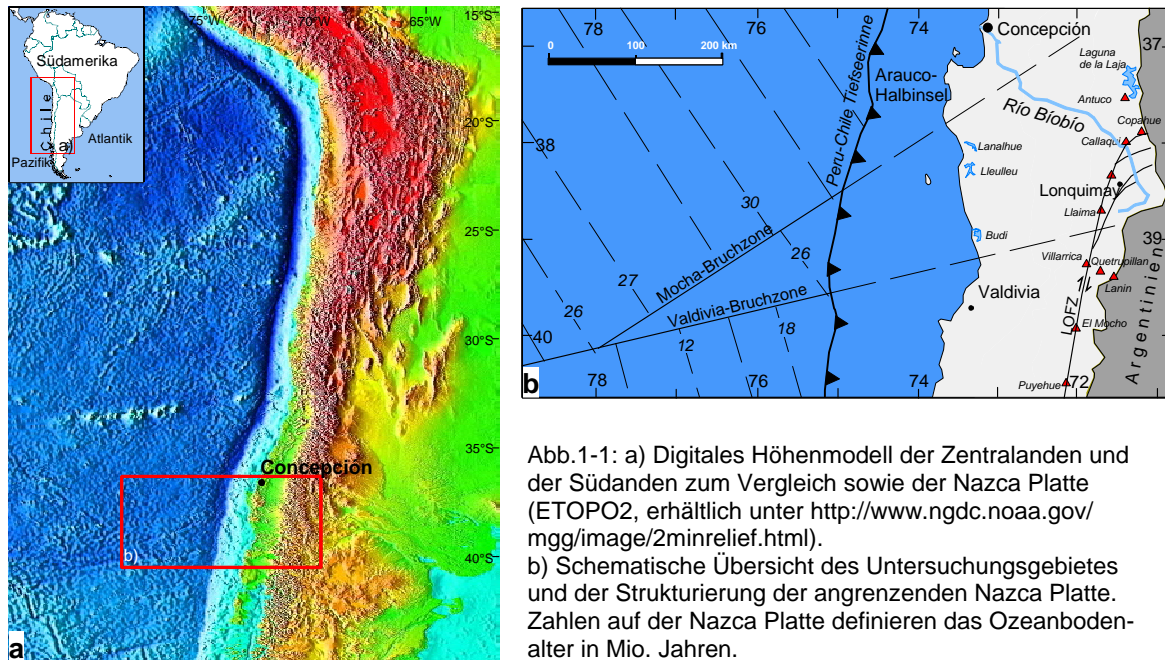


Abb.1-1: a) Digitales Höhenmodell der Zentralanden und der Südanden zum Vergleich sowie der Nazca Platte (ETOPO2, erhältlich unter <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/image/2minrelief.html>). b) Schematische Übersicht des Untersuchungsgebietes und der Strukturierung der angrenzenden Nazca Platte. Zahlen auf der Nazca Platte definieren das Ozeanbodenalter in Mio. Jahren.

Die Konstellation des Untersuchungsgebietes bietet somit sowohl die Möglichkeit generell die Dynamik eines Subduktionssystems und der Steuerungsfaktoren zu erklären, als auch spezielle regionale Fragestellungen zu bearbeiten.

Die Kartierung der aktiven Störungen und die Ergebnisse zu den Mechanismen und dynamischen Prozessen, die diesen Verwerfungen und ihrer Reaktivierbarkeit zugrundeliegen, unterstützen eine zukünftige seismische Georisikenabschätzung. Die größte Gefährdung der Region geht zwar sicherlich von Überschiebungsbeben an tiefliegenden Störungen aus, aber die in dieser Arbeit entwickelten, auf Oberflächendaten basierenden Modellvorstellungen, können auch über die Prozesse an der Subduktionszone Auskunft geben.

Im Folgenden wird zunächst die geologische Entwicklung der Südanden zusammengefasst und die geologische Grundlage des Untersuchungsgebietes sowie der Stand der Forschung aufgezeigt (Kap. 2). Weitere Informationen zur seismischen Aktivität des Gebietes und der tieferen Krustenstruktur liefert der geophysikalische Rahmen (Kap. 3). Im Anschluss werden die verwendeten Methoden erläutert (Kap. 4). Die Ergebnisse (Kap. 5) werden nach Regionen geordnet vorgestellt und durch kinematische Modelle interpretiert. Nach der Beschreibung der Steuerungsfaktoren der Deformationsprozesse (Kap. 6) leitet sich aus den präsentierten Daten und Faktoren die neogene Entwicklung des Untersuchungsgebietes ab (Kap. 7). Die Ergebnisse werden dann in einen überregionalen Kontext gestellt und die Entwicklung des Arauco-Biobío Trench-Arc-Systems mit der Entwicklung angrenzender Andensegmente verglichen (Kap. 8). Zum Schluss folgt eine Zusammenfassung und ein Ausblick auf mögliche Folgeuntersuchungen (Kap. 9).

2 Regionalgeologischer Rahmen

2.1 Struktur und Entwicklung der Südanden

Die Anden sind Teil des zirkumpazifischen Systems aktiver Plattengrenzen und ein Orogen, das durch magmatische und tektonische Prozesse in Verbindung mit der Subduktion ozeanischer Kruste unter den südamerikanischen Kontinentrand entstanden ist. Trotz ähnlicher plattentektonischer Situation zeigen die Anden in ihrem sich über ca. 7500km entlang der südamerikanischen Westküste erstreckenden Verlauf ausgeprägte Unterschiede in ihrer topographischen Ausbildung, der geologischen Entwicklung und dem rezenten Magmatismus. Die Höhe und Breite der Anden sowie deren Krustendicke nimmt innerhalb Chiles nach Süden hin ab (s.a. Abb. 1-1).

Im Arbeitsgebiet zwischen 37° und 40°S, das schon zu den nördlichen Ausläufern der Südanden bzw. der Patagonischen Anden gezählt wird, ist die Durchschnittshöhe der Anden mit unter 2000m schon stark reduziert. Die aktiven Vulkane bilden mit bis zu 3100m Höhe die höchsten Gipfel. Das Untersuchungsgebiet gehört zu den Segmenten mit einem Subduktionswinkel von ca. 30° (z.B. BARAZANGI & ISAACKS 1976), der mit einem aktiven Magmatismus in der Hauptkordillere assoziiert ist.

Im Gegensatz zu den Zentralanden wurden im Arbeitsgebiet keine präkambrischen oder frühpaläozoischen Gesteine festgestellt (Abb. 2-1). Die ältesten Gesteine gehören zu einem weiten spätpaläozoischen, metamorphisierten Akkretionskomplex und assoziierten Plutoniten. Einigkeit besteht in der subduktionsbezogenen Herkunft dieser Gesteine, es ist aber umstritten, ob der patagonische Teil entlang einer NW-SE streichenden Subduktionszone (z.B. GALLAGHER 1989, MPODOZIS & RAMOS 1989) oder erst später durch dextrale Horizontalbewegungen entlang des NW-SE streichenden Gastre Störungssystems in seiner heutigen Position an Gondwana angegliedert wurde (RAPELA & PANKHURST 1992). Die Bewegungen des Gastre Systems sollen mit den ersten Impulsen des Auseinanderbrechens von Gondwana in der oberen Trias/Jura zusammenhängen. Hinweise darauf sind das Vorkommen triassischer Sedimente an NW-SE streichenden Zonen wie z.B. entlang der Gastre Störung und dem Unterlauf des Río Bío Bío (Abb. 2-1).

Spätestens ab dem Jura bildete sich die heutige Subduktionszonengeometrie aus und es entstand ein magmatischer Bogen über und innerhalb des paläozoischen Akkretionskomplexes. Aufgrund der anhaltenden Driftbewegungen innerhalb Gondwanas wurde das System bis zur mittleren Kreide von Extension geprägt und es bildete sich ein jurassisch-kretazisches *back-arc* Becken (Neuquén Becken) aus. Sowohl im magmatischen Bogen als auch im Neuquén Becken zeigen marine Sedimente eine Meeresbedeckung an (z.B. HERVÉ 1994). In der mittleren Kreide fand aufgrund der Öffnung des Südantlantiks und der damit zusammenhängenden Westbewegung Südamerikas eine erste Kompressionsphase statt. Erst ab diesem Zeitpunkt entwickelte sich die ursprünglich als chilenischer Typ bezeichnete *high-stress*-Subduktionszone (MPODOZIS & RAMOS 1989). Weitere Kompressionen fanden in der Oberkreide und am Übergang Miozän/Pliozän statt. Diese Deformationsphasen führten zwar zu einer Hebung des Gebirges, aber im Gegensatz zu den Zentralanden nicht zu einer bedeutenden Verdickung der Kruste. Ausserdem ist seit dem oberen Miozän keine Vorlandverkürzung zu beobachten (z.B. HERVÉ 1994).

Signifikanter Plutonismus fand besonders in der Kreide statt und bildet den Hauptteil des Nordpatagonischen Batholithen. Miozäne und pliozäne Plutonite konzentrieren sich am Westrand dieses Vorkommens in der Nähe der dextralen Liquiñe-Ofqui Störungszone, an der diese Plutonite sowie die rezenten andesitischen Magmen der aktiven Vulkane aufsteigen. Der magmatische Bogen ist im Gegensatz zu dem in Nordchile, wo durch Subduktionserosion eine Ostwanderung des magmatischen Bogens stattfand (z.B. REUTTER et al. 1988), relativ stationär. Das Auftreten von tertiären Vulkaniten weit westlich des magmatischen Bogens innerhalb des Arbeitsgebietes zeigt, dass zwar die Achse des Bogens stationär blieb, die Ausdehnung der magmatischen Aktivität aber in der Zeit stark schwankte.

2.2 Plattentektonischer Rahmen

Die Entwicklung des Arbeitsgebietes wird maßgeblich durch die schnelle und leicht schräge Subduktion der Nazca Platte unter die Südamerika Platte beeinflusst. Die Nazca Platte entstand im oberen Oligozän (vor 24 Ma) als durch Spreizung am Galapagos Rücken die Farallon Platte segmentiert wurde. Das Alter der Nazca Platte an der Tiefseerinne verringert sich nach Süden hin, wo der aktive Nazca-Antarktika Spreizungsrücken, der Chile Rücken, bei 46°S subduziert wird (Chile Tripelpunkt) (Abb. 2-2).

Der Chile Rücken erstreckt sich heute über 1380km bis 35°S und ist auf dieser Breite durch eine Transformstörung (*fracture zone* = FZ) mit dem Ostpazifischen Rücken (= Pazifik-Nazca Spreizungszentrum)

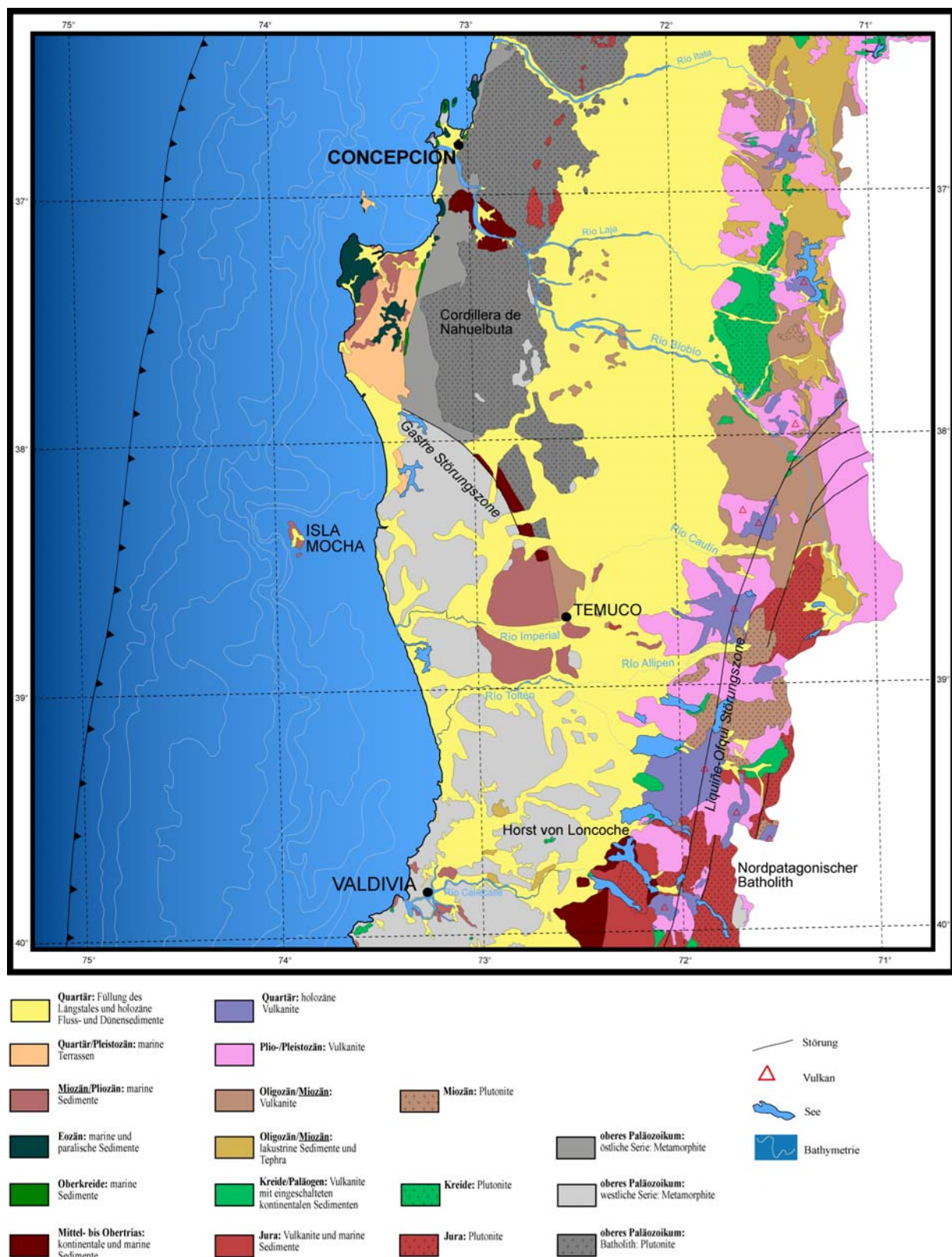


Abb. 2-1: Geologische Übersichtskarte des Arauco-Bío Bio Trench-Arc-Systems. Kompiliert und geändert nach: SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGIA Y MINERIA (1982): Mapa Geológico de Chile 1:1.000.000, Hoja 3+4; PINEDA 1983.

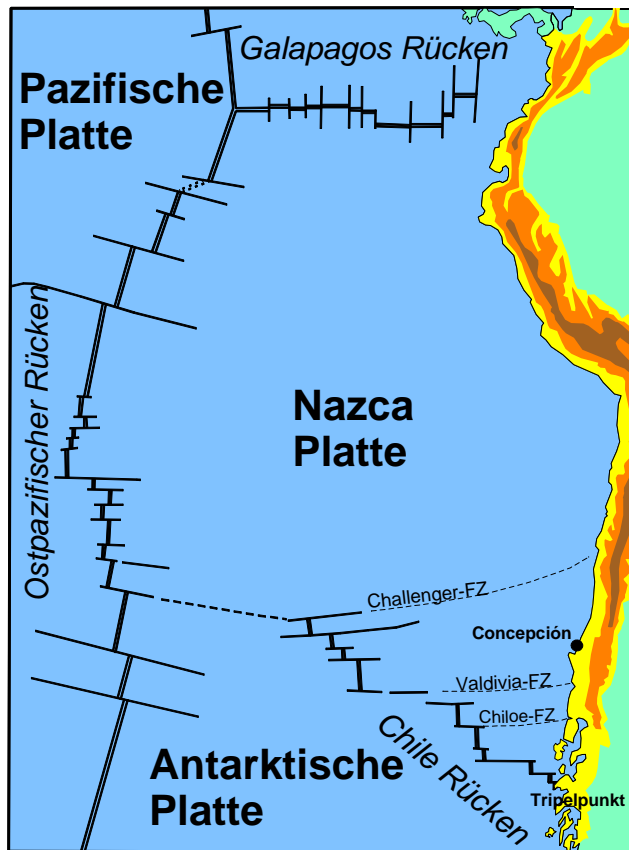


Abb. 2-2: Plattentektonischer Rahmen. Die Darstellung ehemaliger Transformstörungen ist auf die im Text erwähnten beschränkt.

verbunden (TEBBENS et al. 1997). Plattentektonische Rekonstruktionen zeigen, dass der Chile Rücken mehrmals sprungartig nach Norden in die Nazca Platte vorgedrungen ist. Diese schnellen Migrationen fanden vor 20 und 12Ma statt, als der Chile Rücken zuerst von der Chiloe-FZ bis zum Valdivia-FZ System und dann durch vor 5Ma am Ostpazifischen Rücken entstandene Lithosphäre bis zur heutigen Position an der Challenger-FZ nach Norden vordrang. Diese Migrationen wurden teilweise von Mikroplattenbildungen begleitet (TEBBENS & CANDE 1997).

Die Orientierung des magnetischen Streifenmusters und der Transformstörungen unterscheidet sich je nachdem, ob die Kruste am Ostpazifischen Rücken oder am Chile Rücken entstanden ist. Am südzentralchilenischen Plattenrand des Arbeitsgebietes ist die Nazca Platte durch zwei ehemalige Transformstörungen segmentiert, die den Übergang zwischen den zwei verschiedenen ozeanischen Krustenprovenienzen zeigen: die Mocha-Bruchzone streicht mit 60° und wurde am Vorläufer des Ostpazifischen Rückens gebildet. Sie ist durch zwei Ketten submariner Berge bis 100m Höhe auf der sonst relativ ebenen Kruste der südlichen Nazca Platte gekennzeichnet und trennt ca. 31Ma alte ozeanische Kruste im Norden von 26-27Ma alter im Süden (s.a. Abb. 1-1b). Die Valdivia-Bruchzone streicht mit ca. 80° und wurde wie die sich südlich anschließende Kruste am Chile Rücken gebildet. Die ältesten Bereiche sind mit ca. 20Ma direkt südlich

der Valdivia-FZ nahe an der Tiefseerinne anzutreffen. Die Valdivia-Bruchzone vor der Küste gehört zu einem System von sechs parallelen ehemaligen Transformstörungen, die sehr kurze Riftabschnitte voneinander trennen. Die magnetischen Anomalien zeigen nördlich der Valdivia-Bruchzone in der Nähe der Tiefseerinne eine NW-SE und südlich eine NNW-SSE Orientierung.

Das südliche Ende des Chile Rückens, der Chile Tripelpunkt, liegt heute bei 46°S und ist aufgrund der annähernden Parallelität der Rückenachse zum Plattenrand in der Vergangenheit sehr schnell nach Norden gewandert. Der Chile Rücken erreichte die Südspitze Südamerikas im Miozän vor 14Ma. Seitdem wurden aktive Spreizungssegmente unterschiedlicher Länge subduziert. Die zwischenzeitliche Subduktion langer Transformstörungen führte in diesen Zeiträumen zu einer leichten Migration nach Süden.

Die rezente Subduktion eines kurzen Rückensegmentes zeigt große Auswirkungen auf die Entwicklung der Tiefseerinne, die dort tektonisch erodiert wird, und der Oberplatte, die von starken Hebungen und Plutonismus betroffen ist (CANDE & LESLIE 1986). Die antarktische Platte südlich des Tripelpunkts wird mit der sehr geringen Geschwindigkeit von 2cm/a subduziert, was zu großen Unterschieden im Magmatismus, der tektonischen Entwicklung und eventuell zur Bildung von Lücken in der abtauchenden Platte (*slab-windows*) führt (HERVÉ et al. 2000).

Die känozoische Subduktionsgeschichte der Nazca Platte ist durch die Analyse der magnetischen Anomalien am Meeresboden relativ gut bekannt (CANDE & LESLIE 1986, PARDO CASAS & MOLNAR 1987, DE METS et al. 1990, 1994, SOMOZA 1998). Sie zeigt eine konsistente schiefe Subduktion mit dextraler Komponente (*right-oblique*) der Farallon (Nazca) Platte unter Südamerika für die letzten 48Ma mit einer fast orthogonalen Konvergenz zwischen 26 und 20Ma. Eine Phase geringer Geschwindigkeit und hoher Konvergenzschiefe vor diesem Zeitraum (48-26Ma) kann von der bis heute vorherrschenden Periode hoher Geschwindigkeit aber geringer Konvergenzschiefe (20-0Ma) grob unterschieden werden. Die heutige Schiefe der Subduktion beträgt ca. 20° (s.a. Kap. 6.1).

2.3 Morphotektonische Einheiten des Untersuchungsgebietes

Das Arauco-Bíobío Trench-Arc-System kann von der Tiefseerinne im Westen bis zur chilenisch-argentinischen Grenze im Osten in vier morphotektonische Haupteinheiten gegliedert werden (Abb. 2-3): 1) eine Becken- und Schwellenregion mit von der Oberkreide bis ins Quartär reichenden sedimentären Forearc-Becken und der tektonisch über den Meeresspiegel gehobenen Halbinsel Arauco, 2) die paläozoische Küstenkordillere, die im Arauco-Bíobío Trench-Arc-System ihre größte Höhe erreicht, 3) das mit tertiären und quartären Sedimenten gefüllte Längstal und 4) die Hauptkordillere mit dem aktiven magmatischen Bogen.

Die ersten beiden Einheiten (Kontinentalhang, Schelf, Arauco und Küstenkordillere) bilden zusammen den äußeren Forearc, während das Längstal den inneren Forearc repräsentiert.

Diese Einheiten zeigen z.T. unterschiedliche Deformationen und werden deswegen getrennt behandelt. Da sich altangelegte Strukturen auch auf die rezente Dynamik auswirken, werden bei der Beschreibung auch die ältesten Strukturen und Gesteine vorgestellt. Genauere sedimentologische Angaben werden aber auf Gesteine ab dem Miozän beschränkt, weil in ihnen die Hauptuntersuchungen dieser Arbeit durchgeführt wurden.

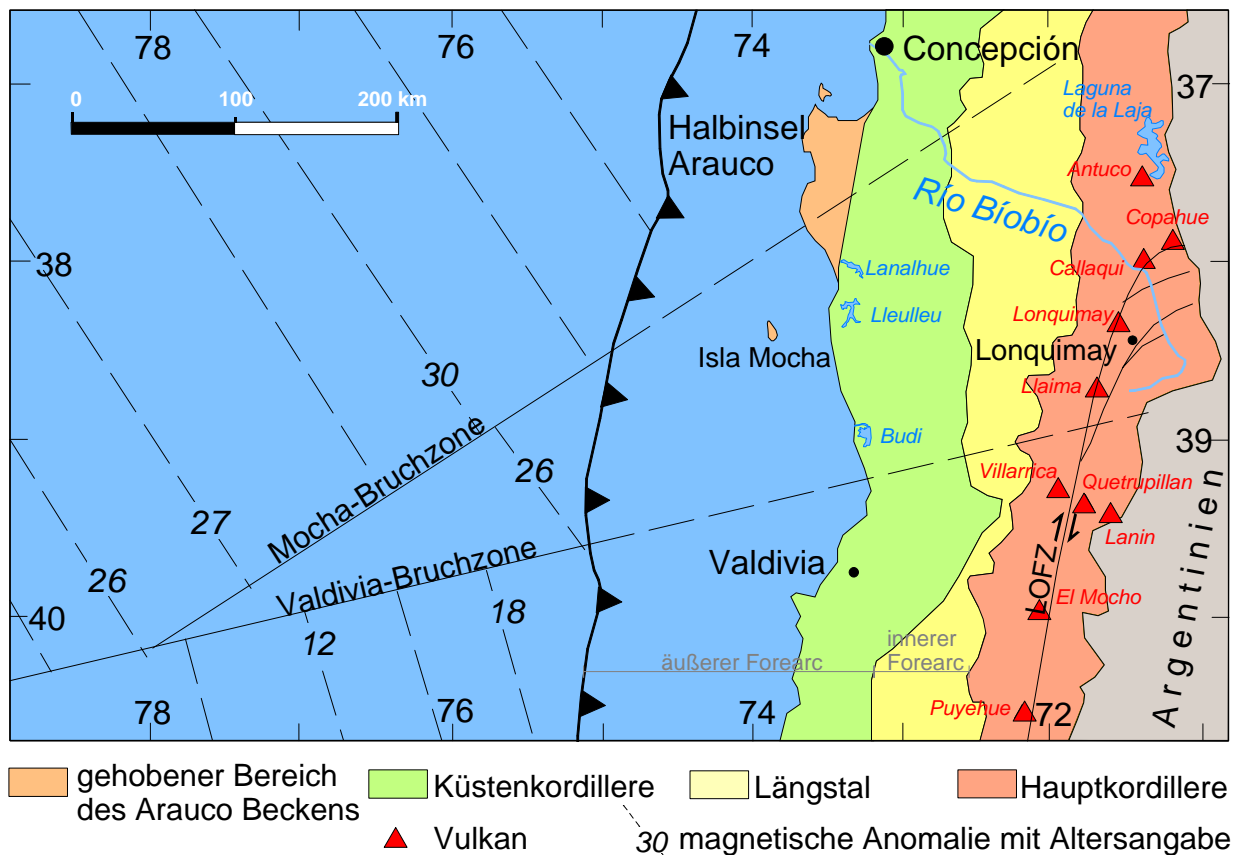


Abb. 2-3: Morphotektonische Einheiten des Arauco-Bíobío Trench-Arc Systems.

2.3.1 Tiefseerinne

Die Tiefseerinne (*trench*) ist zwischen 37° und 40°S im Gegensatz zu Nordchile durch eine mächtige Sedimentfüllung gekennzeichnet. Sie streicht mit 5-15° (NNE-SSW), wobei der innere Sedimentkanal teilweise durch die vom Kontinent progradierenden Fächer leicht nach Westen verschoben wird (Abb. 2-4). Die Basis des Trenches liegt zwischen 6900 und knapp 6000m Tiefe und ist durch den Auftrieb bei der Subduktion des aktiven Chile Rückens bei 46°S und die mit dem nordwärts zunehmenden Alter größer werdende Dichte der ozeanischen Kruste nach Norden verkippt (Abb. 2-5). Die Sedimentation in der Tiefseerinne erfolgt daher nicht nur durch den Eintrag durch submarine Schluchten (*canyons*) vom Land aus, sondern auch durch einen dem axialen Gradienten folgenden nordgerichteten Transport innerhalb des Kanals.

Die Ablagerungen werden zum großen Teil durch Turbidite gebildet, die pelagische und hemipelagische Sedimente der ozeanischen Platte an der Basis des Trenches überlagern (SCHOLL et al. 1970, THORNBURG et al. 1990). Die Zusammensetzung der Abfolgen variiert in Abhängigkeit vom erodierten Hinterland; so werden z.B. im Bereich des Bíobío Canyons eine erhöhte Suspensionsfracht und Sande aus vulkanischem Material

angeliefert, während im Südteil des Arbeitsgebietes beim Callecalle Canyon dichte Kristallinkörner metamorphen und plutonischen Ursprungs eingetragen werden, die eher zu Schwerkraftströmungen (*gravity flows*) führen können (THORNBURG et al. 1990). Die Flusscanyons bilden in der Nähe der Tiefseerinne Steilhänge bis 400m Höhe. Der untere Teil des Kontinentalhanges ist im Arbeitsgebiet mit bis zu 20° Neigung sehr steil (REICHERT et al. 2003).

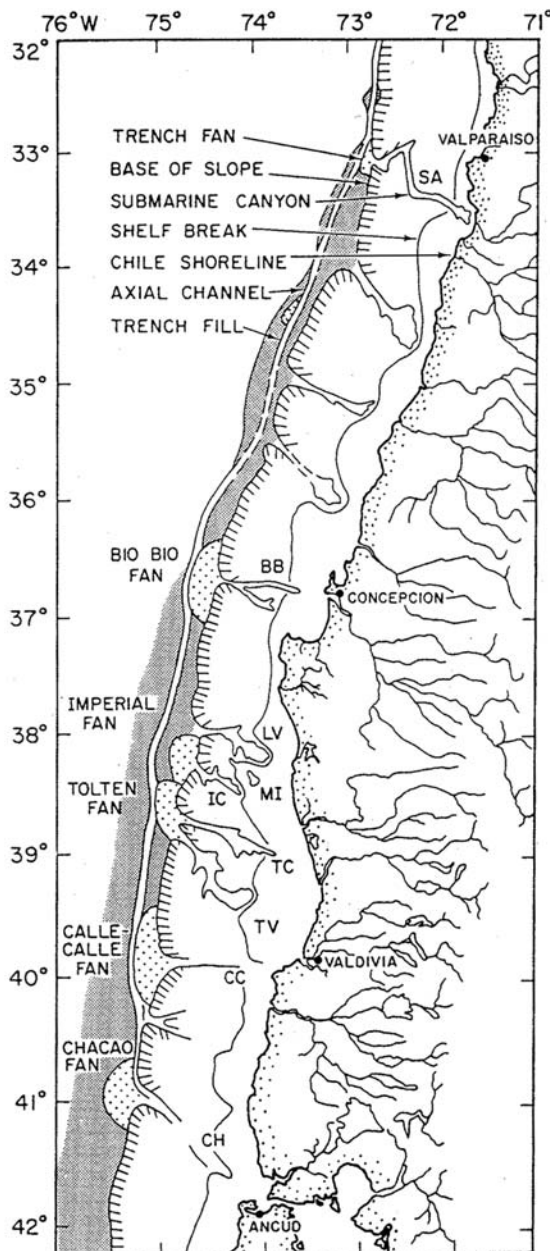


Abb. 2-4: Submarine Canyons und Fächer entlang der Chile-Tiefseerinne (THORNBURG et al. 1990). Die Achse des Trenches knickt nördlich des Arbeitsgebietes (36°45'–40°S) aus ihrem NNE–SSW Verlauf leicht Richtung NE um.

(BB: Bío Bío Canyon, LV: Lleulleu Valley, MI: Mocha Island, IC: Imperial Canyon, TC: Toltén Canyon, TV: Toltén Valley, CC: Callecalle Canyon)

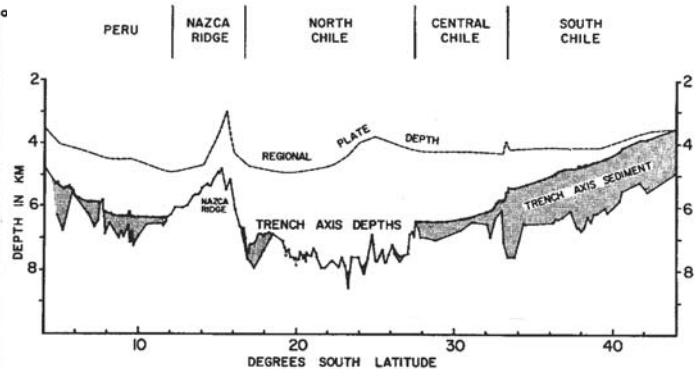


Abb. 2-5: Profil maximaler Trenchtiefern entlang der Peru-Chile Tiefseerinne. Schattierte Flächen zeigen die Sedimentfüllung ohne die Sedimente der ozeanischen Platte an. Verändert nach SCHWELLER et al. 1981.

Die mächtigen Trench-Ablagerungen ergeben sich nicht nur aus der heutigen klimatischen Situation, die im Arbeitsgebiet durch das humide Klima und die daraus resultierende starke Verwitterung einen hohen Sedimenttransport in die Tiefseerinne bewirkt, sondern auch durch die Vereisungsphasen des Pliozäns/Pleistozäns. Diese führten südlich 36°S zu einer Vereisung weiterer Bereiche der Hauptkordillere und verstärkter Erosion des Hinterlandes (z.B. SCHOLL et al. 1970). Der zu beobachtende Wechsel zwischen hoch- und niedrig-energetischen Ablagerungen in der Tiefseerinne unterstützt die Vermutung, dass große Teile der vorhandenen Sedimente während der Vereisungsphasen eingetragen wurden (THORNBURG & KULM 1987).

Die bei der Subduktion der ozeanischen Platte typische Flexurbildung und das damit zusammenhängende Abschiebungsmuster parallel zur Tiefseerinne tritt im Untersuchungsgebiet häufig an präexistenten, schräg zum Trench streichenden Diskontinuitäten auf. THORNBURG et al. (1990) beobachten eine Reaktivierung ehemaliger Spreizungsstrukturen und der Transformstörungen der ozeanischen Platte, die sich bis in die Tiefseerinne hinein auswirken. Die Mocha- und Valdivia-Bruchzone werden in *Side-scan* Sonaraufnahmen und seismischen Linien als dextrale Horizontalverschiebungen definiert, die im Beispiel der Valdivia-Störung auch weiter landwärts im Callecalle Becken noch Bereiche unterschiedlicher Deformation voneinander trennen. Südlich sollen Überschiebungen und nördlich durch Extension entstandene Blöcke zu beobachten sein. Aktuellere Abbildungen stellen aber einen linksseitigen Versatz der Trenchachse auf Höhe der Valdivia-Bruchzone dar. NW–SE streichende Lineamente zeigen angeblich sinistrale Versätze, welche die Subduktionsfront und den Rand des Paläozoikums betreffen (REICHERT et al. 2003).

Die Mocha-Bruchzone grenzt auch in der Tiefseerinne zwei Abschnitte unterschiedlicher Eigenschaften voneinander ab. Seismische Untersuchungen (BANGS & CANDE 1997, DÍAZ-NAVEAS 1999) zeigen, dass nördlich der Mocha-Zone der Hauptteil der 2200m betragenden sedimentären Füllung akkretiert wird. Südlich der Mocha-Störungszone sind nur 1500m Ablagerungen in der Tiefseerinne vorhanden, von denen nur 350m akkretiert und der Rest subduziert wird. Die Freiluft-Schwereanomalie spiegelt durch einen abrupten Sprung von -100 auf -50mGal von Nord nach Süd (HERRON 1981) die größere Tiefe und mächtigere Sedimentfüllung nördlich der Mocha Bruchzone wider. Bei 38°S befindet sich eine lokal erhöhte Sedimentfüllung korrelierend mit der höchsten Trenchtiefe von 6900m (s. Abb. 2-5).

Die meisten Überschiebungen des Akkretionskeils werden innerhalb 5km von der Deformationsfront angetroffen (THORNBURG et al. 1990, DIAZ-NAVEAS 1999), während die extensiven Deformationen auch innerhalb der Tiefseerinne beobachtet werden können.

2.3.2 Schelf

Der Schelfbereich wird an der Basis durch die Metamorphite des spätpaläozoischen Akkretionskeils gebildet, der in der Küstenkordillere aufgeschlossen ist. Aus Bohrungen und seismischen Profilen (z.B. MORDOJOVICH 1981) ist bekannt, dass dieses Grundgebirge von der Küste aus erst nach Westen abfällt, um dann in einem Hebungsbereich die Schelfkante zu bilden. Von dort erstrecken sich diese Gesteine in einem steilen Abhang Richtung Tiefseerinne (Abb. 2-6).

Die Außenkante des Schelfes befindet sich im Untersuchungsgebiet zwischen 40 und 55km von der Küste entfernt, mit Ausnahme von der Halbinsel Arauco, wo der Schelf durch das Auftauchen dieses Bereiches nur noch 12km breit ist. Die Ausdehnung des Schelfes ist wesentlich breiter als in Zentralchile und wird durch Forearc-Becken charakterisiert, in denen bis zu 3000m Sedimente zur Ablagerung kamen. Diese Becken wurden von MORDOJOVICH (1974, 1981) und GONZALES (1989) beschrieben. Im Schelfbereich des Arbeitsgebietes werden das Valdivia- und Arauco Becken unterschieden. Nördlich schließt das Itata Becken an (Abb. 2-7). Diese Becken werden durch unterschiedliche sedimentäre Abfolgen gekennzeichnet. Nördlich 38°S treten Ablagerungen ab der Oberkreide auf, während südlich nur Sedimente ab dem Miozän, lokal ab dem Eozän, vorkommen. Generell zeigen die älteren Sedimente aus Kreide und Eozän in den seismischen Profilen stärkere Deformationen als die aus dem Miozän. Pliozäne Sedimente sind selten von großräumigen Deformationen betroffen. Kompressive Bewegungen sind nur sporadisch festzustellen (MORDOJOVICH 1974, 1981).

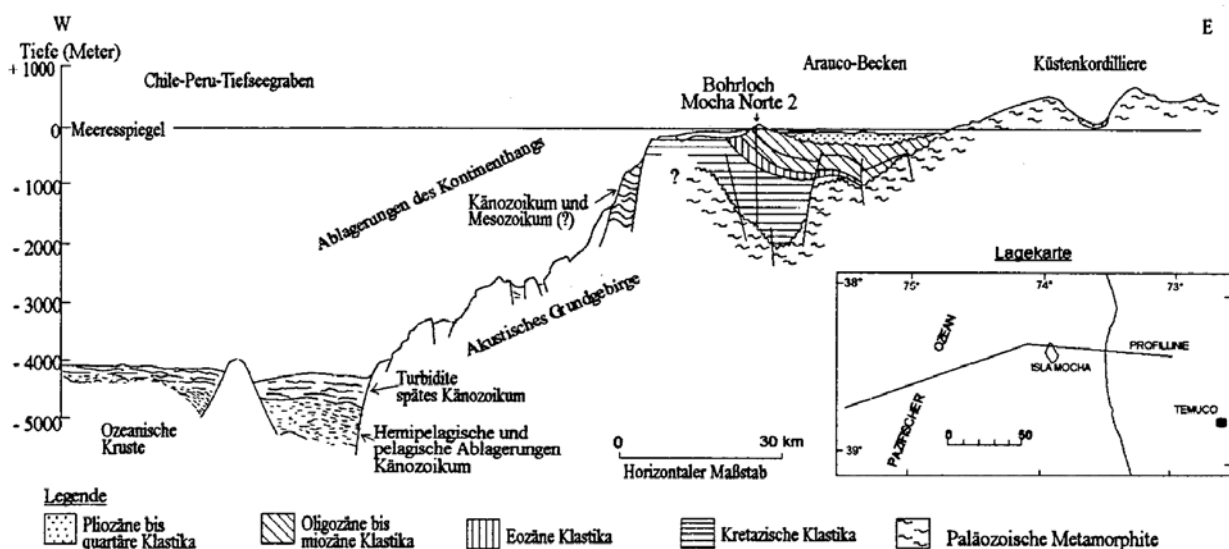


Abb. 2-6: Schematisches Profil über den Schelfbereich bis zur Tiefseerinne (GONZALES 1989).

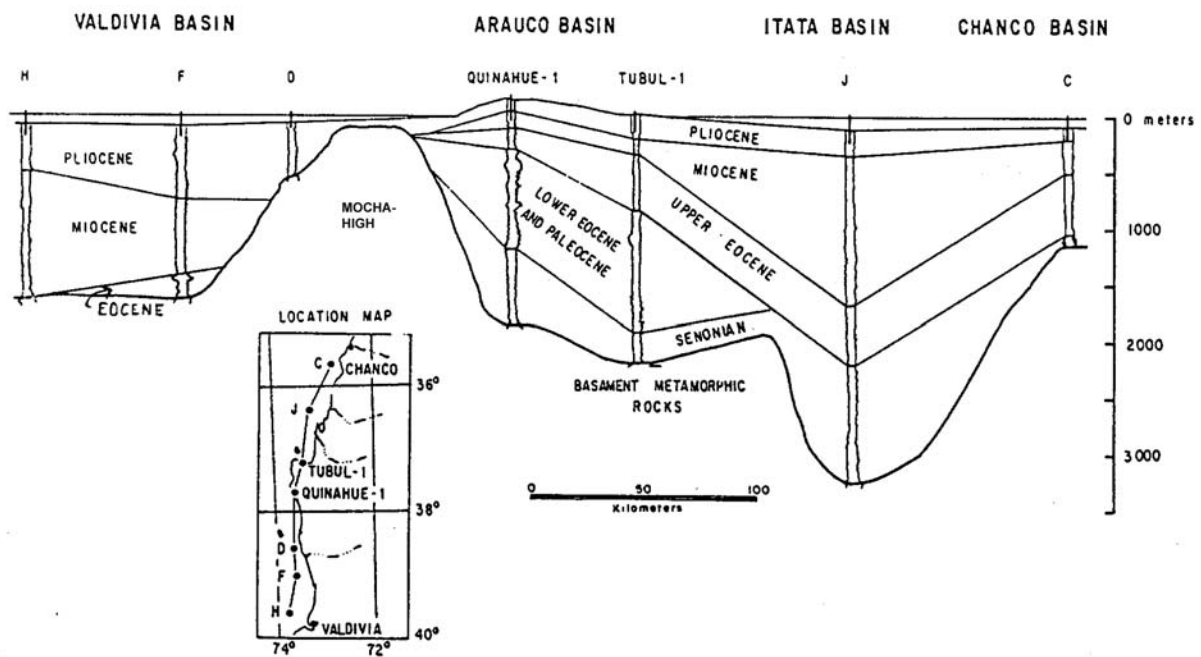


Abb. 2-7: Stratigraphische Korrelation kretazischer bis quartärer Sedimente der *offshore* Forearc-Becken zwischen Chanco und Valdivia. Verändert von GONZALES (1989) nach CESPEDES (1976).

Die Becken sind durch Schwellen getrennt, die sich häufig, wie auch die Flusscanyons, an E-W bis NW-SE Richtungen orientieren. Geomorphologisch am auffälligsten ist die WNW-ESE streichende Mocha Schwelle (*Mocha-High*, Abb. 2-7), die das Valdivia- und Arauco Becken im Untersuchungsgebiet trennt. Diese Aufwölbung paläozoischen Materials mit einer tertiären Bedeckung stellt auch neotektonisch eine Besonderheit dar, weil die Isla Mocha, die der Mocha Schwelle aufsitzt, durch die höchsten holozänen Hebungsbeträge der gesamten Region charakterisiert wird. KAIZUKA et al. (1973) vermuten Hebungen von 5mm/a für die letzten 4000 Jahre, während NELSON & MANLEY (1992) davon ausgehen, dass es erhebliche Variationen in den Beträgen gab. Sie beschreiben Werte von 5,7mm/a für die letzten 5760 Jahre, 20mm/a für die letzten 1000 Jahre und 70mm/a seit 1960.

Die größten submarinen Flusscanyons, die die terrestrischen Sedimente in Richtung Tiefseerinne transportieren, sind im Untersuchungsgebiet der Bíobío-, Toltén- und Callecalle Canyon (s.a. Abb. 2-4). Die meisten Canyons sind erst in einiger Entfernung von der Küste geomorphologisch ausgeprägt, weil sie während der Eiszeit entstanden und rezent nicht mehr so erosionsfähig sind. Große Mengen des herantransportierten Sediments werden daher heute auf dem breiten vorlagernden Schelf gefangen. NW-SE Orientierungen der submarinen Täler und Canyons werden von THORNBURG et al. (1990) mit Strukturen der ozeanischen Platte in Zusammenhang gebracht.

Die Halbinsel Arauco bietet die Möglichkeit, die Ablagerungen und deren Deformationen in einem Forearc-Becken direkt zu beobachten und daher sehr viel genauere Beobachtungen machen zu können als es *offshore* durch seismische Untersuchungen und Bohrungen möglich ist (Kap. 2.3.3).

2.3.3 Arauco

Die sedimentologische Entwicklung der Halbinsel Arauco ist umfassend in der Literatur dokumentiert, die von BOETTCHER (1999a) zusammengefasst und durch ihre eigenen Untersuchungen ergänzt wurde. Für eine genaue sedimentologische Beschreibung der Formationen sei auf diese Publikation hingewiesen. Hier soll nur ein Überblick über die Schichtenfolge gegeben und die für die tektonische Entwicklung der Halbinsel wichtigen Aspekte hervorgehoben werden.

Abb. 2-8 stellt die oberkretazischen bis quartären Sedimentformationen und deren Ablagerungsmilieu im Überblick dar. Bedeutende Schichtlücken umfassen die Zeitintervalle des Oligozäns bis unteren Miozäns und des oberen Miozäns bis unteren Pliozäns. Die Schichtlücken sind von regionaler Ausdehnung und können mit tiefen globalen Meeresspiegelständen (HAQ et al. 1988) und Hebungen des Plattenrandes während der Hauptfaltungsphasen der Südanden in Verbindung gebracht werden.

Die Faziesanalysen ergeben, dass sich der Sedimentationsraum im allgemeinen immer nahe der Küstenlinie befunden haben muss. Marine Meeresvorstöße bis zur Küstenkordillere wechseln mit marin-litoralen und kontinentalen Ablagerungen bei regressiven Tendenzen ab. Die Ablagerungen wurden durch NW-SE streichende Schwellen beeinflusst, die auch heute noch in geomorphologischen Untersuchungen deutlich hervortreten (Abb. 2-9a). Ausserdem kontrollierten NNE-SSW streichende Abschiebungen die synsedimentären Ablagerungen der eozänen bis mindestens pliozänen Sedimente wie aus seismischen Profilen bekannt ist (Abb. 2-9b, ARCOS & ELGUETA 1993).

Die sedimentologische Entwicklung der Halbinsel Arauco zeigt eine hohe tektonische Mobilität der Gegend während des Känozoikums. Rasche Fazieswechsel lassen vermuten, dass die Küste nicht nur durch eustatische Meeresspiegelschwankungen sondern auch von durch kurzzeitige tektonische Hebungs- und Senkungsprozesse verursachte relativen Meeresspiegelschwankungen betroffen war (REUTHER & POTENT 2001). Zum Beispiel zeigen marine Ablagerungen des Miozäns und des Pliozäns abrupte Übergänge von Strandsedimenten zu Silten und Tonen eines marinen, wahrscheinlich strandfernen Bereichs. Die Absenkung und Sedimentation war z.B. im oberen Pliozän so schnell, dass im Boden lebende Muscheln mit beiden Klappen in Lebensstellung eingebettet wurden (BANDEL, pers. Mitt. 2001). Diese marinen Sedimente, die heute oberhalb des Meeresspiegels anstehen, und quartäre marine Terrassen bis in 500m Höhe (KAIZUKA et al. 1973) weisen auf junge Hebungen hin. Starke Hebungen der Küste südöstlich von Arauco haben einen natürlichen Damm geschaffen hinter dem sich der Lago Lleulleu bildete (MARDONES & REUTHER 1999).

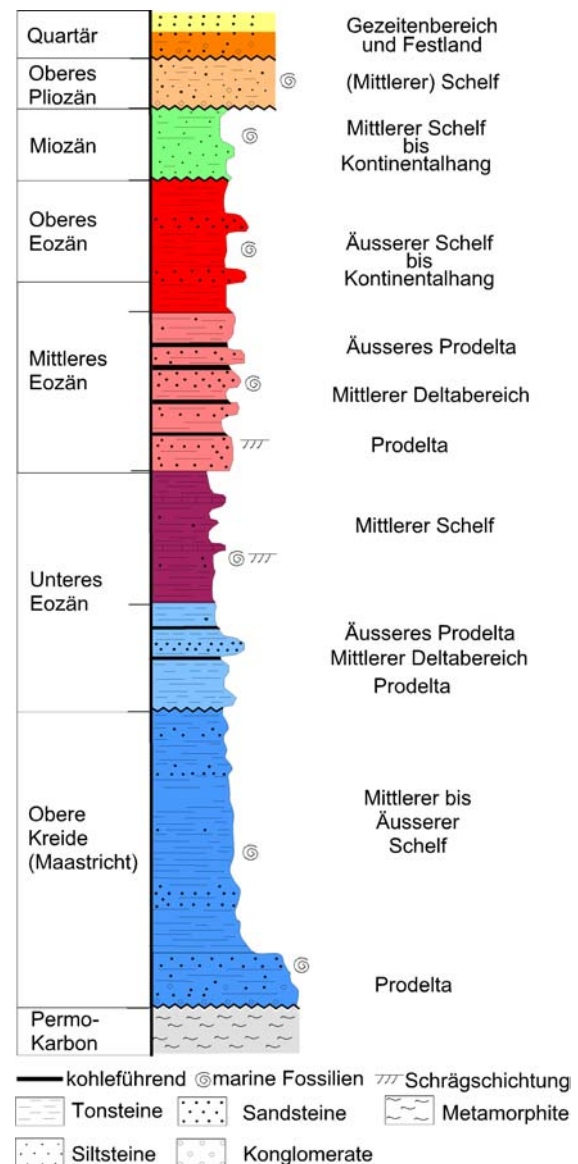


Abb. 2-8: Schematisches Säulenprofil der Sedimente des Arauco Beckens und deren Faziesräumen (verändert nach ARCOS & ELGUETA 1993 in BOETTCHER 1999a).

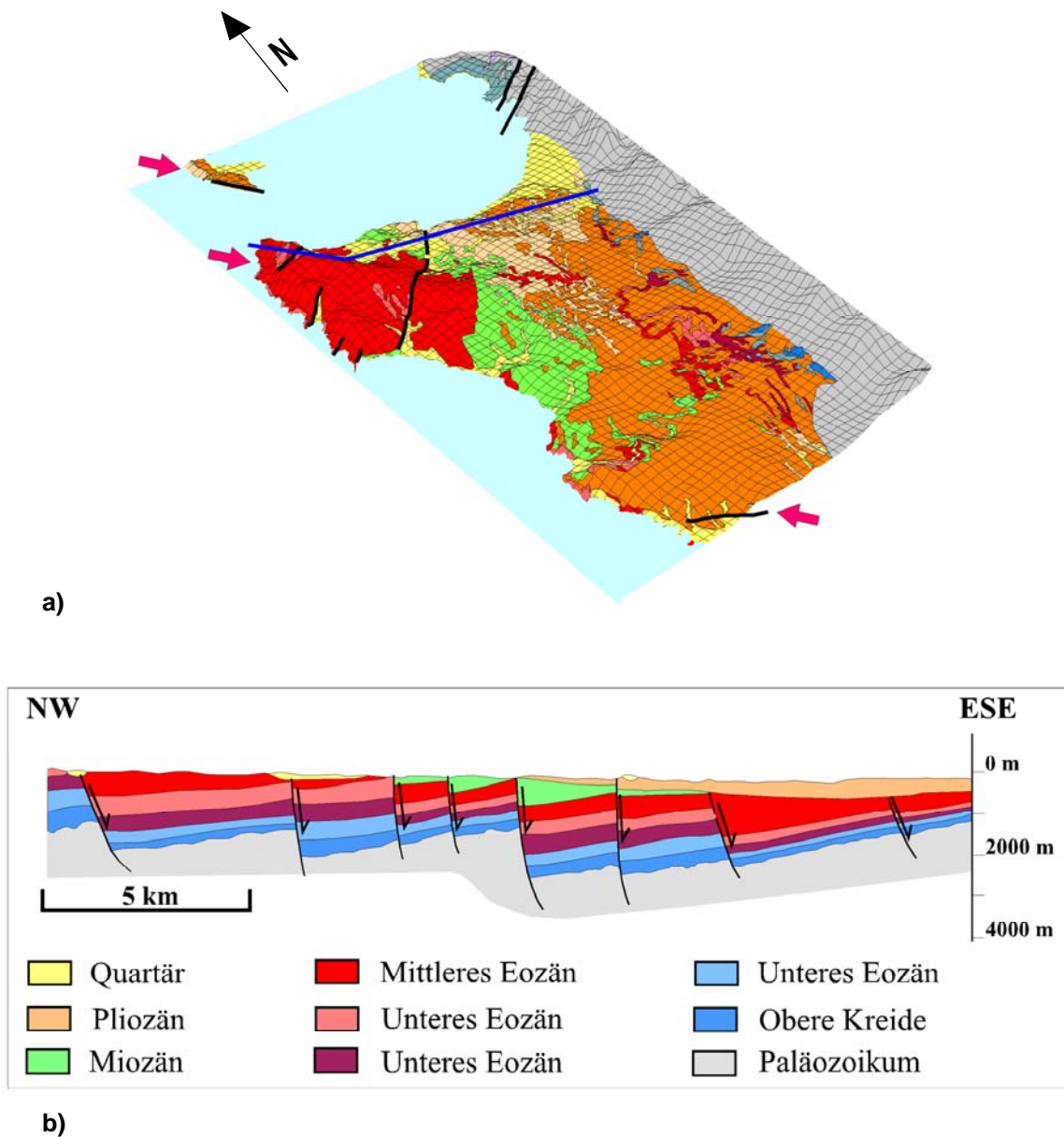


Abb. 2-9: a) 3D-Modell der Arauco Halbinsel (BOETTCHER 1999a). Rosa Pfeile weisen auf NW-SE erstreckte Schwellen hin. Die blaue Linie kennzeichnet den Profilverlauf in Abb. b).

b) Auf seismischem Profil basierende Interpretation des Untergrundes des Arauco Beckens (ARCOS & ELGUETA 1993). Wegen der großen vertikalen Ausdehnung des Profils können geringmächtige oberflächennahe Sedimente nicht aufgelöst werden, was zu geringen Abweichungen gegenüber der Geologie im 3D-Modell führt.

2.3.4 Küstenkordillere

Das im Arbeitsgebiet in der Küstenkordillere zutage tretende Grundgebirge wird aufgrund unterschiedlicher Metamorphosegrade und Lithologien in eine östliche und eine westliche Gesteinsserie eingeteilt (Abb. 2-10). Diese werden als gepaarter Metamorphosegürtel einer spätpaläozoischen Subduktionszone interpretiert (AGUIRRE et al. 1972, HERVÉ 1977, MARTIN et al. 1999). Die westliche Gesteinsserie stellt den Akkretionskeil und die östliche Gesteinsserie den Übergang zum *backstop* und dem damaligen magmatischen Bogen dar (WILLNER 2000).

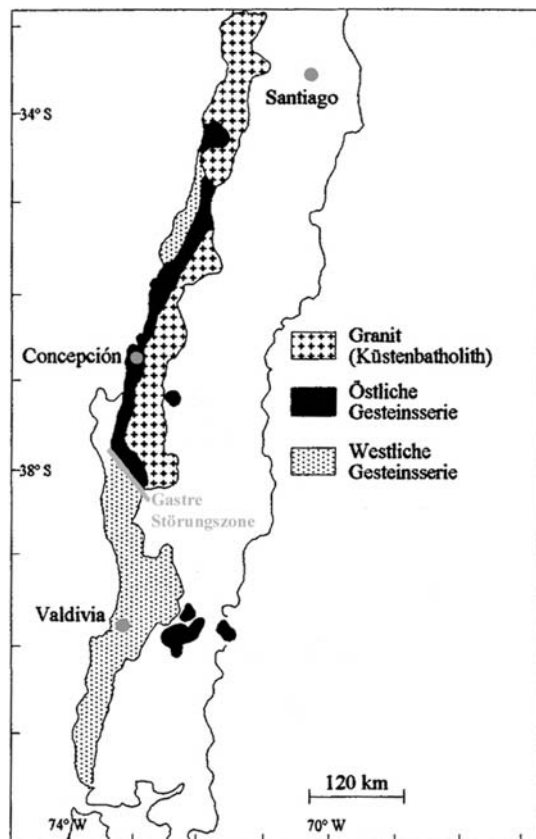


Abb. 2-10: Auftreten und Unterteilung des paläozoischen metamorphen Grundgebirges in Südzentralchile (modifiziert nach HERVÉ 1977).

Die östliche Gesteinsserie besteht aus Meta-Grauwacken, Phylliten, Hornfelsen und Gneisen und zeigt eine Hochtemperatur-Metamorphose von der Grünschiefer-Fazies bis zur Amphibolith- und Granulit-Fazies. Ausgangsgesteine für diesen metamorphen Komplex war eine Wechselfolge von Grauwacken und Peliten, die als Schelf- und Flyschablagerungen interpretiert werden (HERVÉ 1977). Im Gegensatz zur westlichen Serie blieben Schichtgrenzen bei der Metamorphose erhalten.

Die Gesteine der östlichen Serie wurden im Karbon von einem sich N-S erstreckenden Batholithen durchdrungen. Diese Plutonite bilden heute trotz starker Verwitterung in der Cordillera de Nahuelbuta östlich der Halbinsel Arauco mit bis 1533m die höchsten Gipfel der Küstenkordillere in der gesamten Region. Der Batholith besteht hauptsächlich aus Tonaliten und Granodioriten, die in ältere, weit weniger ausgedehnte Quarz-Diorite eindringen. Die Platznahme führte zur Kontaktmetamorphose in den umgebenden Gesteinen der östlichen Serie, die in drei Zonen auskartierbar ist (Biotit-, Andalusit-, Sillimanit-Zone). Die vermuteten maximalen Metamorphosebedingungen der östlichen Serie liegen bei 650-700°C und 4-6kbar (HERVÉ 1977).

Die westliche Serie besteht aus Glimmerschiefern, Metabasiten, Metacherts und Serpentinitten, die geringen Metamorphosegraden der Grünschiefer-Fazies und lokal einer Hochdruck-Metamorphose ausgesetzt waren. Viele Autoren beschreiben wegen des Auftretens von Blauschiefer die westliche Serie generell als Hochdruck-Komplex (z.B. GLODNY et al. 2002). Ausgangsgestein

dieser Serie war eine Sequenz aus Peliten, Grauwacken, Cherts und basischen Vulkaniten, die tholeiitische Affinitäten zeigen und somit einem mittelozeanischen Rücken oder Inselbogen mit dünner Kruste zugeordnet werden (HERVÉ 1977). Die Vergesellschaftung von metamorphisierten Kissenlaven mit Serpentin, Diabas und Metacherts wird von HERVÉ (1977) und FRUTOS & ALFARO (1985) als typische Ophiolithsequenz interpretiert.

Die maximalen Metamorphosebedingungen der westlichen Serie liegen zwischen 270-400°C und 6-9kbar (WILLNER et al. 2001, DUHART et al. 2001, GLODNY et al. 2002), für grünschieferfazielle Gesteine verringern sich die max. Drücke auf 3-4kbar (DUHART et al. 2001). Datierungen an Zirkonen in der westlichen Serie (GLODNY et al. 2002) zeigen z.B. auf Höhe von Valdivia ein maximales Alter für den Eintrag des Materials in das akkretionäre System von 285Ma. Die folgende prograde Metamorphose mit Mylonitbildung fand zwischen 245 und 250Ma statt. Der weitere Pfad demonstriert eine Hebung durch fortlaufende Unterplattung und zeigt 10 Ma später (237Ma) die Bildung von extensionalen semi-duktilen Scherzonen (7kbar) und 30 Ma später (215Ma) die Bildung von Fiederspalten (2-3kbar).

Diese Altersabfolge und dadurch dargestellte strukturelle Entwicklung kann auch an anderen Aufschlüssen der westlichen Serie beobachtet werden. Die absoluten Alter nehmen dabei aber nach Süden hin ab, was auf ein nach Süden propagierendes Akkretionssystem hinweist (z.B. GLODNY et al. 2002). WILLNER et al. (2003) beschreiben auf der gesamten Länge dieses metamorphen Komplexes (30°-55°S) Bildungsalter von Oberkarbon im Norden bis Jura im Süden. DUHART et al. (2001) vermuten dagegen einen Zusammenhang der nach Süden hin abnehmenden Alter mit einer nach Süden progradierenden Exhumierung des westlichen Komplexes.

Die Gesteine beider Serien sind von zwei prätriassischen Metamorphosephasen betroffen. Die erste führt zu einer NW-SE gerichteten Internstrukturierung parallel zur damaligen Subduktionszone, die nach HERVÉ (1977) besonders ausgeprägt in der östlichen Serie zu beobachten ist. In der westlichen Serie ist diese Strukturierung und auch ursprüngliche Strukturelemente wie Schichtung etc. seiner Meinung nach stark von einer der zweiten Deformationsphase zugeordneten N-S streichenden Foliation überprägt. Andere Autoren und auch die Lineamentanalyse (s. Kap. 5.3) zeigen, dass auch die westliche Serie von NW-SE Strukturen dominiert wird, die mit Faltenachsen, Streckungslinearen, und Störungen korreliert werden können (GLODNY et al. 2002, DUHART et al. 2001).

Der Kontakt zwischen östlicher und westlicher Serie verläuft nördlich 38°S in N-S Richtung und schwenkt dann parallel in einen NW-SE Verlauf um (Abb. 2-10). HERVÉ (1977) beurteilt den N-S Kontakt als Störung, weil er diskordant zur NW-SE Strukturierung verläuft und hochmetamorphe Gesteine der westlichen und niedrigmetamorphe der östlichen Serie in einigen Bereichen ohne Übergangsschichten nur wenige 100m auseinanderliegen. MARTIN et al. (1999) gehen davon aus, dass dies durch Transpression während des Perms erreicht wurde, die eine stärkere Exhumierung und einen Nordtransport der westlichen Serie bedingte. Den NW-SE Kontakt stuft HERVÉ (1977) dagegen als graduell ein. Eine spätere Aktivierung der Gastre Störung an diesem Kontakt hält er aber aufgrund der unterschiedlichen Lithologien für wahrscheinlich. Die Gastre Störungszone wird von RAPELA & PANKHURST (1992) als triassisch-jurassische dextrale Scherungszone beschrieben.

Spaltspurdaten an Apatiten aus Plutoniten innerhalb der Küstenkordillere zeigen, dass mindestens seit dem unteren Tertiär keine Exhumierung >4km stattgefunden hat (GRÄFE et al. 2002). Das gilt auch für die vertikalen Bewegungen an der Gastre Störungszone. Datierungen von Quarz-Mineralisationen an der Störung ergeben sogar nur permische Alter für horizontale Bewegungen (270-275Ma, GLODNY, pers. Mitt. 2003). Magnetotellurische Untersuchungen zeigen dagegen geringe elektrische Widerstände südöstlich von Temuco in der Verlängerung der Gastre Störungszone, die die Bearbeiter mit einer Aktivität der Störung unterhalb des Längstales korrelieren (BRASSE & SOYER 2001).

Die paläozoischen Gesteine der Küstenkordillere werden in manchen Bereichen von tertiären und quartären Sedimenten überlagert (s.a. Abb. 2-1).

2.3.5 Längstal

Das Längstal ist eine fast 1000km lange und durchschnittlich ca. 70km breite Senkungszone, die sich zwischen der Küstenkordillere und der Hauptkordillere in NNE-SSW Richtung erstreckt. Die nördliche Begrenzung fällt mit dem Übergang zu einem flachen Subduktionssegment ohne Vulkanismus nördlich von Santiago zusammen. Nach Süden hin taucht das Längstal südlich von Puerto Montt unter den Meeresspiegel ab.

Die leicht undulierende, durch tertiäre und hauptsächlich quartäre Sedimente gebildete Oberfläche des Längstales wird durch vereinzelte Aufragungen älterer Gesteine unterbrochen. Eine wirkliche Trennung des Längstals wird durch eine zwischen 39°30' und 40°S NW-SE verlaufende Gebirgsbrücke (Horst von Loncoche, s.a. Abb. 2-1) gebildet, in der die gleichen paläozoischen Metamorphite wie in der Küstenkordillere anstehen. Aus Bohrungen und seismischen Profilen ist bekannt, dass diese Gesteine auch das Grundgebirge des Längstales bilden (ILLIES 1967, JORDAN et al. 2001). Die ältesten beschriebenen dem Grundgebirge auflagernden Sedimente sind kontinentale und limnische Sedimente aus dem Eozän (ILLIES 1967). In neueren Arbeiten werden die ältesten Beckensedimente und die Entstehung des Längstales aber einer weitreichenden Dehnungsphase des oberen Oligozäns/unteren Miozäns zugeordnet (JORDAN et al. 2001, MUÑOZ & ARENADA, 2000, STERN et al. 2000). Zwischen 36° und 39°S sollen diese Beckensedimente das Längstal mit bis zu 3000m Mächtigkeit unterlagern. Zeitgleich trat ein sich von dem magmatischen Bogen bis in das Längstal erstreckender Vulkanismus auf. Im Miozän wurden durch weitreichende Transgressionen bis ins Längstal hinein marine Sedimente abgelagert. Überlagert werden diese durch sehr mächtige plio-/pleistozäne vulkanoklastische Ablagerungen, die vereinzelt auch andesitische Lavaströme und Lahare enthalten. Ausserdem treten fluviale und z.T. lakustrine Sedimente sowie pleistozäne Fluvioglazialschotter auf, die im Norden des Gebietes Terrassen bilden. Im Süden werden zeitgleich Moränenschotter abgelagert. Die vulkanische Förderung im magmatischen Bogen hielt auch während der pleistozänen Vereisungsphasen an und sorgt für die Einschaltung von Vulkaniten. Holozäne Sedimente werden hauptsächlich an den rezenten Flussläufen angetroffen oder durch eine Wechselfolge von Böden und Tuffen gebildet.

Die Bildung des Längstales während der Dehnungsphase im Oligozän/Miozän wird dadurch bestätigt, dass die Kruste unterhalb dieser Sedimente stark ausgedünnt ist (ARENADA et al. 2000) und zumindest im Süden (südlich 40°S) aus positiven gravitativen Anomalien bekannt ist, dass sich darunter sehr dichte Gesteine befinden müssen (MUÑOZ & ARENADA 2000). Die Art der Bildung und die Beschaffenheit der Kontakte zur Küstenkordillere und

zur Hauptkordillere sind im Arbeitsgebiet aber weiterhin unklar. Die Anwesenheit mehrerer Depozentren und die südlich 37,5°S sehr unscharfe Begrenzung des Längstales sprechen dafür, dass die Öffnung und Absenkung räumlich und zeitlich unterschiedlich verlaufen ist und verschieden orientierte präexistente Störungen als Begrenzung genutzt wurden. Die Begrenzungen des Längstales werden in der Literatur nur für Bereiche südlich des Arbeitsgebietes beschrieben. Dort wurde durch seismische Profile nachgewiesen, dass der Kontakt des Längstales zur Küstenkordillere durch eine NNW-SSE streichende, flach nach Osten einfallende Abschiebung gebildet wird, die noch weiter südlich als Überschiebung reaktiviert wurde (MCDONOUGH et al. 1997). Innerhalb des Längstales können in diesen Profilen tertiäre Abschiebungen mit großen Versatzbeträgen (bis 1km, MUÑOZ & ARENADA 2000) beobachtet werden, die ab dem oberen Miozän als Überschiebungen oder auch Horizontalverschiebungen reaktiviert wurden. Generell scheint dort die Westgrenze durch NNW-SSE bis NNE-SSW streichende Lineamente gebildet zu werden, die durch NW-SE streichende sinistrale Störungen versetzt werden (MUÑOZ & ARENADA 2000). Der Kontakt zur Hauptkordillere ist wegen der Überlagerung durch quartäre Lavaströme wesentlich unklarer, aber zusätzlich zu abschiebenden Bewegungen wird von mehreren Autoren eine spätere kompressive Überprägung angenommen (z.B. ILLIES 1967, KATZ 1970, LAVENU & CEMBRANO 1999).

2.3.6 Hauptkordillere

Der magmatische Bogen der Hauptkordillere entwickelte sich im Jura und blieb seitdem trotz oszillierender Aktivität weitgehend stationär (z.B. MPODOZIS & RAMOS 1989). Daher bilden jurassische bis holozäne Vulkanite und jurassische bis miozäne Plutonite den Hauptbestandteil der aufgeschlossenen Gesteine. Aufschlüsse des paläozoischen Grundgebirges sowie der überlagernden triassischen Sedimente treten nur südlich 39°30'S auf (s.a. Abb. 2-1). Während sich die Vulkanite aus Jura und Kreide mit marinen Tiefwassersedimenten verzahnen, ändern sich die Ablagerungsbedingungen durch die Hebung der Anden im Tertiär dramatisch.

Das sich N-S erstreckende Cura-Mallín Becken bildete sich im Zuge der regionalen Beckenbildungsphase zwischen dem oberen Oligozän und dem Miozän (z.B. JORDAN et al. 2001). Es erstreckte sich von 36°30' bis 39° südlicher Breite und von 71°30' in Chile bis 70°30' westlicher Länge in Argentinien und überlagert dort Ausläufer des jurassisch-kretazischen Neuquén Beckens.

Die bis 4000m mächtigen kontinentalen Ablagerungen des Cura-Mallín Beckens in Chile zeigen eine Unterteilung in ein Nordbecken (nördlich 38°) und ein Südbecken (südlich 38°), die durch leicht unterschiedliche Sedimente und eine differenzierte zeitliche Entwicklung getrennt werden. Die beiden Beckenbereiche bilden wahrscheinlich zwei entgegengesetzt orientierte Halbgräben, die bei 38° durch eine Übergangszone getrennt sind (CARPINELLI PAVISICH 2000).

Die Ablagerungen der Cura-Mallín Formation beginnen in beiden Becken mit einer vulkanischen Abfolge, die hauptsächlich aus Tuffen, vulkanischen Brekzien und andesitischen Laven besteht, die sich mit geringmächtigen Sandsteinen und Konglomeraten verzahnen (Abb. 2-11). Die Ablagerungen setzten im nördlichen Becken schon im späten Oligozän ein, während das südliche Becken sich erst im Miozän entwickelte. Über den vulkanischen Ablagerungen folgt eine sedimentäre Abfolge, die aus alluvialen, fluvialen, deltaischen und hauptsächlich lakustrinen Bereichen zyklischer Anordnung besteht. Es werden Sandsteine, Konglomerate und karbonathaltige Horizonte abgelagert, in die durch zeitgleiche vulkanische Förderung auch vulkanisches Material eingelagert wurde. Das Nordbecken zeichnet sich durch komplexere sedimentäre Zyklen als das Südbecken aus (CARPINELLI PAVISICH 2000).

Ab dem mittleren Miozän verstärkte sich der Unterschied in der Sedimentation der beiden Subbecken. Während im nördlichen Bereich die Vulkanite (Andesite, Dacite, Tuffe, Brekzien) der Trapa-Trapa Formation gefördert wurden, ging die alluvial-lakustrine Sedimentation im Süden weiter. Ab dem oberen Miozän vertiefte sich das Erosionsniveau im Süden und es wurden die fluviatilen Konglomerate der Mitrauquen Formation abgelagert. Die Konglomerate zeigen Einschaltungen von Ignimbriten und andesitischen Laven, von denen sie im weiteren Verlauf auch überlagert wurden.

Am Ende des Miozäns wurde das Cura-Mallín Becken im Zuge der orogenen Quechua-Phase invertiert, wobei sich die Subbecken wiederum in ihrem Faltungsverhalten unterschieden.

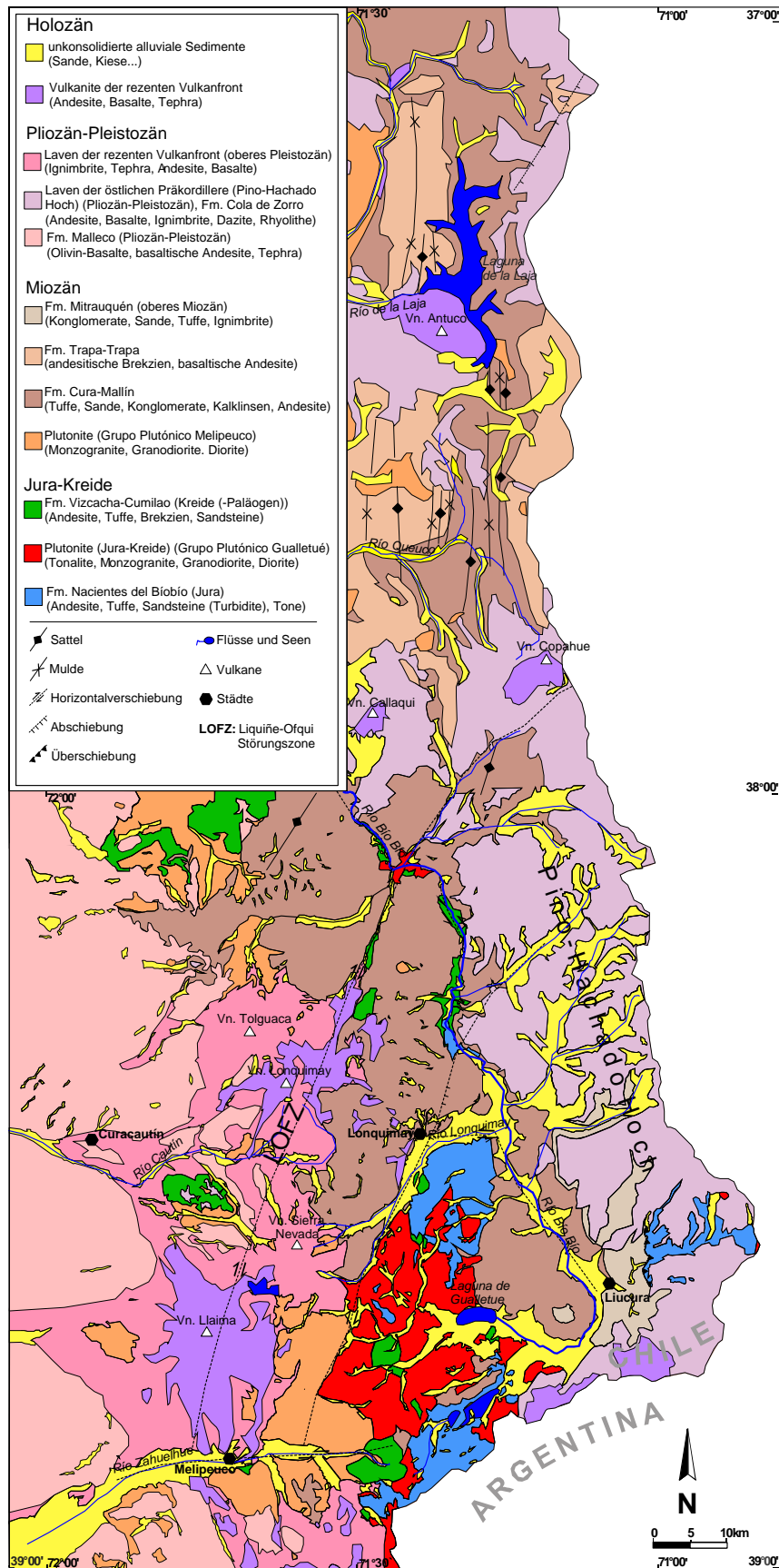


Abb. 2-11: Geologische Karte des magmatischen Bogens zwischen 37° und 39°S. Nach CARPINELLI PAVISICH (2000) basierend auf NIEMEYER & MUÑOZ (1983) und SUAREZ & EMPARAN (1997). Wichtigste tektonische Strukturen z.T. nach eigener Kartierung.

Über den verfalteten miozänen Schichten folgen mit einer Erosionsdiskordanz pliozäne Laven, die sich heute zum großen Teil auf dem Pino-Hachado Hoch östlich der heutigen Vulkane befinden. Dort werden bis ins Pleistozän große Mengen an Andesiten und basaltischen Andesiten gefördert, die untergeordnet von Ignimbriten und Pyroklastika unterbrochen werden. Neuere Untersuchungen zeigen, dass die plio-pleistozänen Vulkanite des Pino-Hachado Hochs geochemisch mit denen gleichen Alters westlich der rezenten Vulkanreihe übereinstimmen (LARA et al. 2001). Die ursprünglich verbreitete Meinung, dass sich ab dem obersten Pleistozän die vulkanische Aktivität nach Westen verlagerte (STERN 1989), wäre somit unbegründet. Vielmehr handelte es sich um eine Verengung der magmatischen Aktivität, die sich im Miozän bis zum Westrand des Längstales erstreckte und heute nur noch einen schmalen Bereich in der Nähe der Liquiñe-Ofqui Störungszone betrifft. Wichtigste aktive Vulkane im Untersuchungsgebiet sind von Süden nach Norden der Villarrica, der Llaima, der Lonquimay, der Copahue und der Antuco, deren Förderprodukte auch hauptsächlich aus Andesiten und basaltischen Andesiten mit Einschaltungen saurerer Vulkanite bestehen. Diese Vulkane sowie eine Vielzahl kleinerer Eruptionszentren gehören zur Zentralen Südlichen Vulkan Zone der Anden (LOPÉZ-ESCOBAR et al. 1995), deren Achse sich ca. 285km östlich der Tiefseerinne und ca. 90km oberhalb der abtauchenden Nazca Platte befindet (STERN 1989). Die Generierung der Magmen in dieser relativ geringen Tiefe führt STERN (1989) auf eine verstärkte Konvektion im Mantelkeil zurück. Die jüngsten Ascheablagerungen dieser aktiven Vulkane lassen sich teilweise weit verfolgen und bilden zusammen mit den jungen Flussablagerungen die holozänen unkonsolidierten Sedimente des Gebietes.

Nach Süden hin nimmt die Exhumierung der Gesteine zu und es sind mehr Plutonite aus tieferen Niveaus aufgeschlossen (GRÄFE et al. 2002), während nördlich 39°S noch die miozänen Beckenfüllungen erhalten sind (s.a. Abb. 2-1). Die unterschiedlichen Exhumierungsgrade müssen nicht nur mit tektonischer Aktivität in Verbindung gebracht werden, sondern können, wie bereits von MPODOZIS & RAMOS (1989) vermutet, auch durch die nach Süden hin verstärkte glaziale Erosion während der plio-pleistozänen Vereisungsphasen unterstützt werden.

2.3.7 Liquiñe-Ofqui Störungszone

Die Liquiñe-Ofqui Störungszone (LOFZ) ist eine sich über 1100km in NNE-SSW Richtung erstreckende Horizontalverschiebungszone des südchilenischen magmatischen Bogens (z.B. HERVÉ 1994, CEMBRANO et al. 1996, 2000). Sie wird als eine durch die schräge Konvergenz zwischen der Nazca- und der Südamerika Platte hervorgerufene dextrale Intra-arc Störung interpretiert, an der die Tiefseerinnen-parallele Komponente des aufgeteilten Konvergenzvektors (*strain partitioning*) akkomodiert wird (Abb. 2-12).

Eine Partitionierung der Deformationen, bei der ein schräger Konvergenzvektor in der Oberplatte in eine kompressive Komponente senkrecht und eine Scherkomponente parallel zum Plattenrand aufgeteilt wird, wurde für Subduktionszonen zuerst von FITCH (1972) beschrieben. In diesem und folgenden Modellen (z.B. BECK 1983) wurde angenommen, dass die kompressive Komponente an reinen, parallel zur Tiefseerinne streichenden Überschiebungen abgebaut wird, während die Plattenrand-parallele Bewegung an einer Trench-parallelen Horizontalverschiebung (*strike-slip fault*) akkomodiert wird. Die Strike-slip Störung wurde im magmatischen Bogen oder anderen vorgegebenen Schwächezonen lokalisiert und begrenzte einen sich unabhängig vom Rest der Oberplatte bewegendes Forearc-Krustensplitter (*forearc sliver*). Empirische Studien (z.B. MC CAFFREY, 1992) belegen, dass an von schräger Konvergenz betroffenen Plattenrändern selten ein vollständiger aber häufig ein hoher Grad der Partitionierung vorliegt, da die Bewegungsvektoren seismischer Ereignisse eine geringere Schiefe zeigen als der Konvergenzvektor. Neuere Studien gehen daher davon aus, dass eine teilweise Partitionierung häufig ist und befassen sich mit der Ermittlung des Grades der Partitionierung.

Die LOFZ begrenzt in Südchile den westlich angrenzenden Forearc-Splitter, der durch die schräge Konvergenz und deren Partitionierung nach Norden bewegt wird. Es besteht weiterhin die Diskussion, inwieweit die Bewegungen an der LOFZ auch durch die Subduktion des Chile Rückens bei 46°S hervorgerufen werden (NELSON et al. 1994).

Die LOFZ erstreckt sich von ungefähr 48°S, südlich des Nazca-Südamerika-Antarktika Tripelpunkts, bis in eine Breite von ca. 38°S. Während die Störungszone im Süden durch auffällige, z.T. in einer Duplexstruktur (*strike-slip duplex* nach WOODCOCK & FISHER 1986 in CEMBRANO et al. 1996) angeordnete Störungssegmente gebildet wird, verschwimmt ihre Spur nach Norden hin zusehends.

Aufdringende Magmen nutzen die durch die LOFZ gebildeten Schwächezonen, so dass die aktiven Vulkane möglicherweise an der Hauptstörung und deren Sekundärstrukturen wie Mega-Riedelscherrissen und Fiederspalten orientiert sind (LOPÉZ-ESCOBAR et al. 1995). Ausserdem sind südlich 39°S verstärkt duktil deformierte Scherzonen und Plutonite an der LOFZ aufgeschlossen.

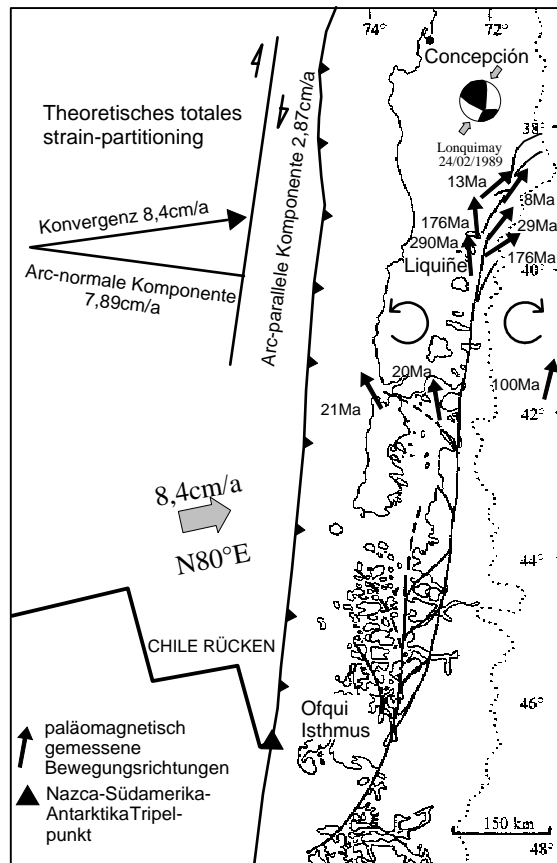


Abb. 2-12: Die Liquiñe-Ofqui Störungszone (LOFZ): Eingeschränkte dextrale Bewegungen führen zu Blockrotationen (CEMBRANO et al. 1996). Im Falle eines totalen *strain partitionings* würde die heutige Konvergenz zu einer dextralen Bewegung von 2,87cm/a an der LOFZ führen (berechnet mit Konvergenz nach DEMETS ET AL. 1994) Das rezente Spannungsfeld ist am Beispiel einer Herdflächenlösung des Lonquimay-Bebens von 1989 dargestellt (BARRIENTOS & ACEVEDO 1992).

Schersinn-Indikatoren in Myloniten geben Hinweise darauf, dass die LOFZ im Mesozoikum als sinistrale Blattverschiebung angelegt wurde (CEMBRANO et al. 1996). Känozoische Bewegungen werden spätestens ab dem Eozän als dextral beschrieben, die laut Literatur im Quartär transpressiv sind (LAVENU & CEMBRANO 1999). Dadurch und durch die Reaktivierung der Störungszone während vorangegangener Kompressionsphasen wurde eine Hebung des östlichen Blockes und eine Exhumierung des Grundgebirges (*basement*) induziert. Die Subduktion des Chile Rückens führt im Süden zu verstärkten Hebungsprozessen innerhalb einer transpressiven Blumenstruktur der LOFZ (THOMSON 2002).

Die Bewegungen an der LOFZ zeigen statt eines einfachen N-S gerichteten relativen Transportes beider Seiten der Störung ein durch Rotation einzelner Blöcke beeinflusstes Muster (CEMBRANO et al. 1996). Dabei werden die Blöcke im Westen der LOFZ gegen den Uhrzeigersinn und die östlich der Störung im Uhrzeigersinn rotiert. Die Rotationen im östlichen Bereich können durch die dextralen Bewegungen an der LOFZ entstehen. Die Rotationen auf der westlichen Seite müssen dagegen durch ein Blockieren der Bewegung des westlichen Blockes nach Norden hervorgerufen worden sein (*buttressed fault-system*, BECK et al. 1993). Die Rotationsbeträge nehmen nach Norden hin ab, so dass sich im Arauco-Bíobío Trench-Arc-System geringere Auswirkungen zeigen.

Das Arauco-Bíobío Trench-Arc-System (37°-39°S) ist von den nördlichsten Ausläufern dieser Störungszone betroffen. Während der Bereich südlich 39° von anderen Bearbeitern intensiv untersucht wurde (s.o.), liegen im Bereich des Arbeitsgebietes wenig Literaturdaten vor. REUTHER et al. (1998) vermuteten, dass die bei 38°S bogenförmig auftretenden Segmente Anzeichen für eine *horsetail*-Struktur sein könnten, an der die Störungszone endet. Diese Vermutung konnten durch die in dieser Arbeit vorgestellten Ergebnisse bestätigt werden (s. Kap. 5.5).

3 Geophysikalischer Hintergrund zur tektonischen Interpretation des Untersuchungsgebietes

Das Arauco-Bíobío Trench-Arc-System befindet sich in einem seismisch hochaktiven Bereich, was sich sowohl in den historisch überlieferten Erdbeben (LOMNITZ 1970, Katalog des SERVICIO SISMOLÓGICO CHILE im Internet unter <http://ssn.dgf.uchile.cl/terrem.html>, s. Anhang A) widerspiegelt, als auch darin, dass das Gebiet zur Kernregion des Bebens von 1960 gehört (Chile-, Mocha-, Valdivia-Beben), dem größten jemals weltweit registrierten seismischen Ereignis ($M_w=9,5$, $M_s=8,5$, z.B. PLAFKER & SAVAGE 1970, CIFUENTES 1989).

3.1 Seismizität

Die krustale Seismizität konzentriert sich wegen der seismischen Kopplung zwischen der Nazca- und der Südamerika Platte östlich der Tiefseerinne und an der Küste (Abb. 3-1a). Besonders stark sind der Südteil der Halbinsel Arauco und der Bereich um Concepción betroffen. Die nach Osten zunehmende Tiefe der Bebenherde zeigt deren Zusammenhang mit der abtauchenden Platte (*slab*). Diese Relation ist nördlich 38°S genauer zu beobachten, weil, wie bereits von BARAZANGI & ISAACKS (1976) erwähnt, südlich dieser Grenze wesentlich weniger tiefe Beben auftreten. Die Tiefenverteilung der Beben zeigt Maxima bei 25km und bei 60km Tiefe, die mit der seismischen Koppelzone und Dehydrationsprozessen bei der Umwandlung von Blauschiefer in Eklogit korreliert werden (ASCH et al. 2001, BOHM et al. 2002).

Östlich der Koppelzone, im Längstal und in der Hauptkordillere, ist nur eine geringe krustale Seismizität nachweisbar. Die wenigen auftretenden flachen Beben sind südlich 38°S lokalisiert. Die Ereignisse in der Hauptkordillere könnten im Zusammenhang mit Bewegungen an der Liquiñe-Ofqui Störungszone (LOFZ) stehen.

Eine Beziehung zwischen der Verteilung krustaler Beben und NW-SE streichender Störungen wie der Gastre Störungszone wird von ASCH et al. (2001) vermutet, kann aber meiner Meinung nach nicht sicher daraus abgeleitet werden. Genauso ist ein räumlicher Zusammenhang mit der Verlängerung der Mocha- und Valdivia-Bruchzone auf den Kontinent aus Abbildung 3-1a heraus möglich, aber eher spekulativ.

Die den seismischen Ereignissen zugrundeliegende Orientierung des Spannungsfeldes und die daraus resultierenden Bewegungen deuten sich in den wenigen zur Verfügung stehenden Daten der *World Stress Map* (MUELLER et al. 1997) an (Abb. 3-1b). Die flachen Ereignisse bei Arauco könnten daraus als Überschiebungen mit E-W Einengung und in der Kordillere als Horizontalverschiebungen unter NE-SW gerichteter Einengung gedeutet werden. Beben in der Nähe der Tiefseerinne zeigen wie erwartet vorrangig abschiebenden Charakter.

Ein wesentlich detaillierteres Abbild der Bewegungen und Spannungsrichtungen während der seismischen Ereignisse ergibt sich bei der Analyse der im Internet zur Verfügung stehenden Herdflächenlösungen (Abb. 3-1c, HARVARD CMT Catalog: <http://www.seismology.harvard.edu>, NEIC+USGS: <http://www.neic.cr.usgs.gov/neis/sopar/>).

Diese zeigen ähnlich wie die Verteilung der Seismizität eine generelle mit der abtauchenden Platte zusammenhängende Zunahme der Tiefe nach Osten (Abb. 3-1c/Rahmen I). Die flachkrustalen Beben an der Küste zeigen, dass sich die von der Plattenkonvergenz induzierte maximale horizontale Hauptspannungsrichtung dort ca. in E-W Richtung erstreckt und zu Überschiebungen an sehr flach nach Osten einfallenden Störungen führt. Eine Festlegung, ob rezent eine Partitionierung des Konvergenzvektors vorliegt, ist nicht möglich, da die Einengungsrichtungen zwischen ENE (80° = nicht partitioniert) und ESE (100° = vollständig partitioniert) streuen. Einzelne Ereignisse im Osten von Arauco zeigen Horizontalbewegungen mit NE-SW Einengung. Die weit seltener zur Verfügung stehenden Herdflächenlösungen in 50-100km Tiefe zeigen Schrägaufschiebungen mit Kompression aus N-NNE. Die tiefkrustalen Beben (100-150km) an der Grenze zu Argentinien gelegen, demonstrieren sowohl Überschiebungen mit ca. E-W Einengung als auch abschiebende und horizontale Bewegungen. Die Herdflächenlösungen flachkrustaler Beben südlich 39°S, die ca. NNE-SSW streichende dextrale Störungen oder E-W streichende sinistrale Störungen anzeigen, korreliere ich mit seismischen Ereignissen an der LOFZ.

Aus dem seismischen ISSA 2000 Projekt des Sonderforschungsbereiches 267 (ASCH et al. 2001) in Südzentralchile konnten, in einem Zeitraum von nur 3 Monaten im Jahr 2000, 10 zusätzliche Herdflächenlösungen gewonnen werden (Abb. 3-1c/Rahmen II). Sie stellen selbst in Küstennähe fast nur Strike-slip Beben dar. Die Einengungsrichtung ändert sich von E-W an der Küste zu N-S bis NNW-SSE im Längstal zu NE-SW in der Kordillere, dargestellt nur durch eine Herdflächenlösung, die auch als einzige mit der LOFZ korrelierbar wäre.

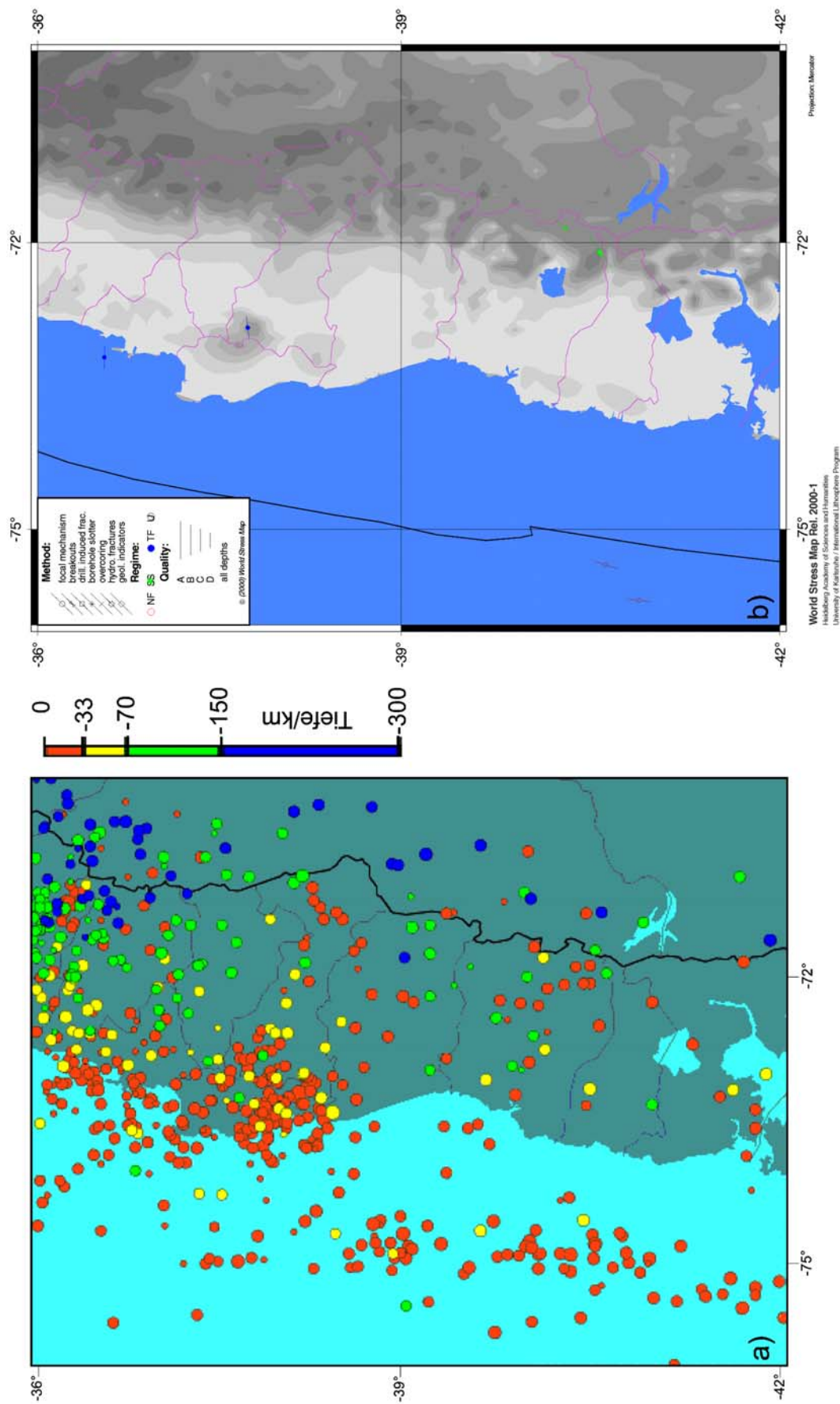


Abb. 3-1: Seismizität, Spannungsorientierungen und Bewegungen während der seismischen Ereignisse in den nördlichen Patagonischen Anden. Die ausgewählte Region umfasst zur besseren Übersicht auch Teile der angrenzenden Bereiche des Untersuchungsgebietes.

a) Seismizität von 1973 bis heute (USGS National Earthquake Information Center (NEIC)).
 b) Richtung der maximalen horizontalen Hauptspannung, NF = Abschiebungen, SS = Seitenverschiebungen, TF = Überschiebungen, U = Überschiebungen spiegeln die Topographie in 250m Konturen wider (World Stress Map, MUELLER et al. 1997).

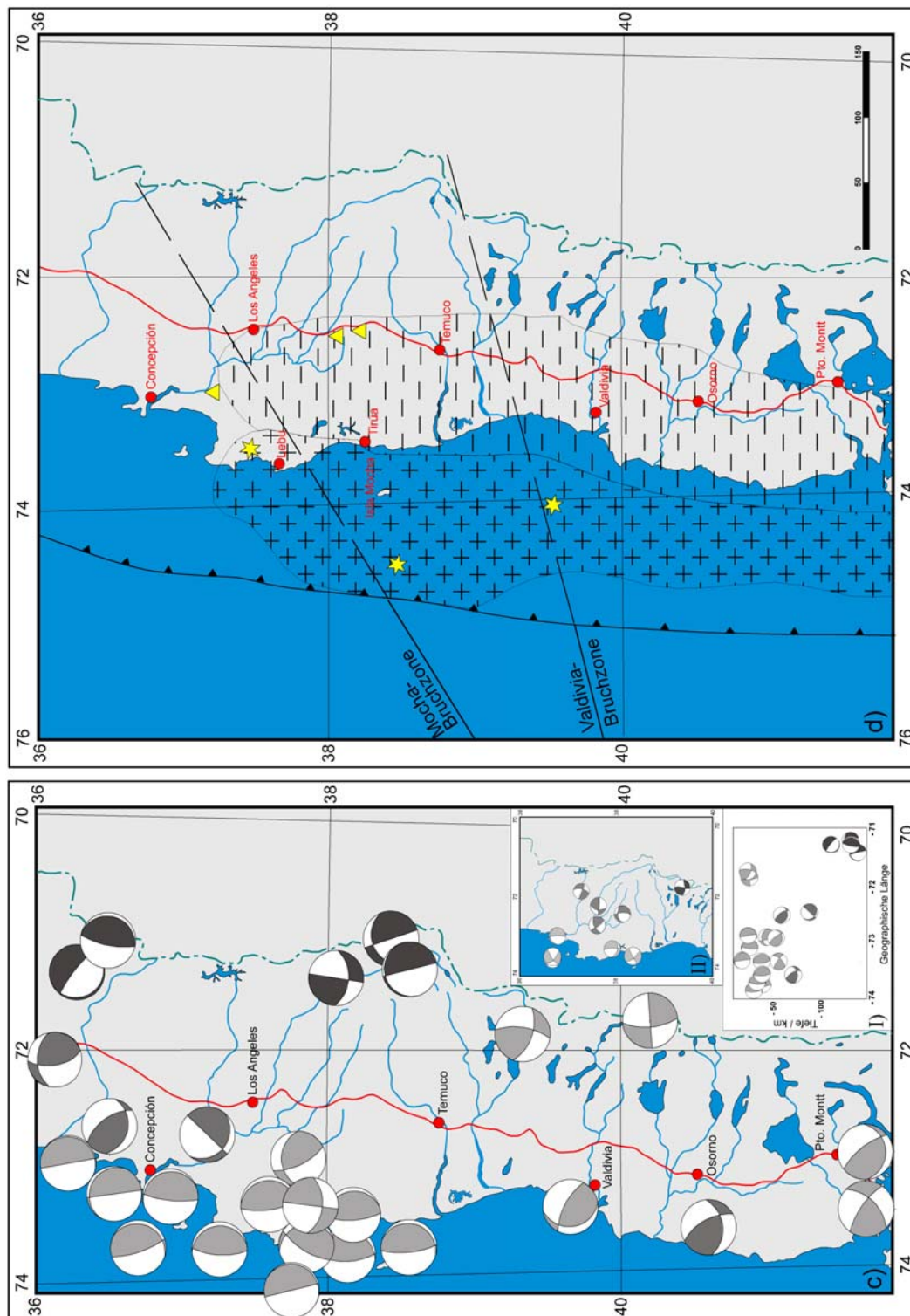


Abb. 3-1 (Fortsetzung): c) Herdflächenlösungen seismischer Ereignisse zwischen 1976 und heute (USGS/NEIC, Harvard CMT-Katalog). Hellgrau: 0-50km Tiefe, mittelgrau: 50-100km Tiefe, dunkelgrau: 100-150km Tiefe. I): Tiefenverteilung der Beben, II) Herdflächenlösungen des ISSA 2000 Projektes (ASCH et al. 2001). d) Vertikale tektonische Bewegungen im Zusammenhang mit der Erdbebensequenz von 1960 (PLAFKER & SAVAGE 1970). Die Plus-Signatur zeigt den gehobenen Bereich, die Minus-Signatur den abgesunkenen Bereich an (s. Text). Gelbe Sterne repräsentieren die Lage der wichtigsten Vor- und Hauptbeben nach PLAFKER & SAVAGE (1970), gelbe Dreiecke nach CIFUENTES (1989). Neuere Untersuchungen zeigen, dass die Lokationen von CIFUENTES eher unwahrscheinlich sind, weil diese sich in der Oberplatte anstatt in der Koppelzone befinden (LÜTH et al. 2003).

3.2 Seismische Ereignisse und Folgen des Erdbebens von 1960 in Südzentralchile

Die Überschiebungsbeben nahe der Küste stellen das größte seismische Risiko an Subduktionszonen dar. Ein Beispiel für die Destruktivität und mögliche Stärke dieser Beben ist das sogenannte Valdivia-Beben von 1960 ($M_w=9,5$; $M_s=8,5$; s.o.). Das Beben und der folgende Tsunami kosteten über 2000 Menschen das Leben und führten zu Sachschäden zwischen 500 und 700 Millionen Dollar (HOUSNER 1963 in BARRIENTOS & WARD 1990).

Die assoziierten Bewegungen der seismischen Ereignisse vom 21. und 22. Mai 1960 führten zu großräumigen Hebungen und Senkungen (Abb. 3-1d). Die betroffene Region erstreckte sich in einer Länge von ca. 1000km und mehr als 200km Breite zwischen 37° - 48° S. Die größten Hebungsbeträge im Untersuchungsgebiet konnten auf der Isla Mocha (1,8m) und im Süden der Halbinsel Arauco (Lebu: 1,3m-1,5m) beobachtet werden (PLAFKER & SAVAGE 1970, ALVAREZ 1963). Absenkungen traten dagegen in einem breiten Streifen östlich davon auf und betrafen im Arbeitsgebiet den Küstenbereich zwischen Tirúa und Valdivia und die Küstenkordillere sowie Teile des Längstales. Höchste Senkungsbeträge wurden in Valdivia gemessen (-2,7m), wobei dieser Betrag auch in Zusammenhang mit der Konsolidierung unverfestigter oberflächennaher Sedimente beurteilt werden muss (z.B. DOYEL et al. 1963). Messungen in Festgestein ergaben Werte von 2,1-2,4m Absenkung in der Umgebung von Valdivia (PLAFKER & SAVAGE 1970).

Die Lage der Epizentren der größten Vorbeben und Hauptbeben waren aufgrund der schlechten Abdeckung mit Messstationen nur unzureichend bestimmbar. Es konnte daher auch keine sichere Herdflächenlösung erstellt werden. Eine Relation zwischen der Lage der Hauptstöße des 1960er Bebens und den ehemaligen Transformstörungen der ozeanischen Platte wurde aber von verschiedenen Bearbeitern vermutet (z.B. CIFUENTES 1989, BARRIENTOS & WARD 1990). Die Epizentren wurden entweder nahe der Verlängerung dieser Bruchzonen auf die kontinentale Platte (z.B. PLAFKER & SAVAGE 1970) oder südöstlich der Halbinsel Arauco (CIFUENTES 1989) lokalisiert (Abb. 3-1d). BARRIENTOS & WARD (1990) gehen davon aus, dass die ehemaligen Transformstörungen geometrische Barrieren für die Bruchflächen seismischer Ereignisse darstellen, an ihnen wegen der Spannungskonzentrationen aber auch die ersten Bewegungen entstehen können.

Während der Erdbeben wurden keine Oberflächenrupturen festgestellt. Modellierungen ergeben aber, dass die zu beobachtenden linearen Zonen tektonischer Aufwölbung und Absenkung am ehesten mit einem überschiebenden Versatz an einer sich über 1000km Länge parallel zur Tiefseerinne erstreckenden, nach Osten einfallenden Störung erzeugt werden können. PLAFKER & SAVAGE's (1970) Modellierungen ergaben eine mindestens 60km breite (120km, PLAFKER 1972), mit 35° nach Osten einfallende Störungszone, an der ein Versatz von mindestens 20m akkumuliert wurde (Höchstwerte 40m). BARRIENTOS & WARD (1990) erzielten ähnliche Ergebnisse mit einem sehr einfachen Modell (850km Länge, 130km Breite, 20° Einfallen, 17m Versatz), gehen aber davon aus, dass ein Modell mit variablen Versätzen die Beobachtungen besser erklärt. In ihrem zweiten Modell konzentrieren sich Versätze von bis zu 41m an Unregelmäßigkeiten in der Subduktionszone, die nur während der größten Erdbeben wie z.B. dem Valdivia-Beben durchbrochen werden können. Der durchschnittliche Versatz an anderen Bereichen der 1960 seismisch aktiven Subduktionszone beträgt nur 8m.

Einigkeit besteht darin, dass ein Ereignis wie das Valdivia-Beben nur ungefähr alle 400-500 Jahre auftreten kann und somit ausserhalb des für Südzentralchile beschriebenen seismischen Zyklus von ca. 128 Jahren (NISHENKO 1985) liegt.

Postseismische Deformationen zeigen in vielen Bereichen entgegengesetzte Ausgleichsbewegungen zu den 1960 stattgefundenen Hebungen und Senkungen. In einigen Regionen fanden aber nach 1960 auch aseismische Bewegungen gleichen Trends wie während des Erdbebens statt. Die Isla Mocha wurde seit 1960 zusätzlich zu der damaligen Hebung um 1,80m seitdem um ca. 70mm/a weiter herausgehoben (NELSON & MANLEY 1992). Untersuchungen der gehobenen marinen Terrassen zeigen aber, dass die Hebung ein mindestens seit 6000 Jahren anhaltender Trend ist, der von den Autoren als Hinweis auf Spannungsakkumulationen in diesem Bereich gedeutet wird (NELSON & MANLEY 1992).

3.3 GPS-Messungen

Das jüngste Verschiebungsfeld der Region lässt sich aus GPS-Daten ableiten (Abb. 3-2). Im Arauco-Bíobío Trench-Arc-System verändern sich die Koordinaten der GPS-Stationen an der Küste entsprechend einer etwa parallel zur Plattenkonvergenz landeinwärts stattfindenden Bewegung (KLOTZ et al. 2001). Nördlich von Concepción ist dieses Muster noch eindeutiger nachweisbar und wird mit 100%iger Kopplung, also einem Blockieren der Subduktionszone innerhalb der interseismischen Phase korreliert (KLOTZ et al. 2001, RUEGG et al. 2002). Durch das „Verhaken“ in der Subduktionszone, kann die Plattenkonvergenz nicht gleichmäßig abgebaut werden, sondern führt zu einer elastischen Verformung und zu Spannungsakkumulationen. Während nördlich Concepción auch weit entfernt von der Küste noch die gleichen Vektoren nur mit verminderten

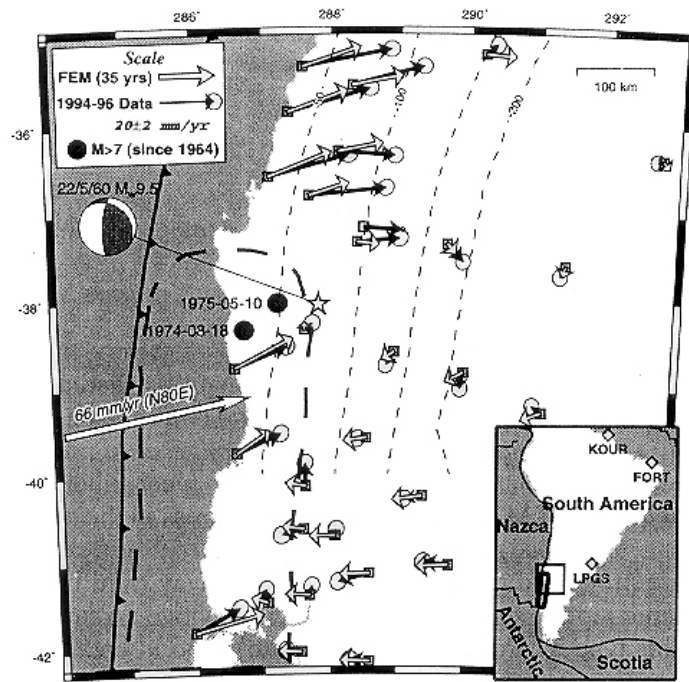


Abb. 3-2: Nach KHAZARADZE et al. (2002): GPS-Geschwindigkeiten mit σ_1 -Fehlerellipse relativ zum stabilen Südamerika, definiert durch die IGS-Stationen im Inset. Schwarze Pfeile zeigen die gemessenen Geschwindigkeiten zwischen 1994 und 1996 (KLOTZ et al. 2001). Weiße Pfeile zeigen modellierte Bewegungen (Finite Elemente Modellierung) von KHAZARADZE et al. (2002). Die dicke gestrichelte Linie umrahmt die Region coseismischer Hebung und Absenkung während des 1960er Bebens (PLAFKER 1972). Das Epizentrum (nach CIFUENTES 1989) ist als Stern dargestellt mit der dazu konstruierten wahrscheinlichen Herdflächenlösung. Die dünnen gestrichelten Linien zeigen die Tiefe der subduzierten Platte an. Konvergenzpfel nach ANGERMANN et al. (1999).

Geschwindigkeiten auftreten (an der Küste $40 \pm 10 \text{ mm/a}$, nahe der Anden $20\text{--}25 \text{ mm/a}$), was typisch für die interseismische Phase des seismischen Zyklus ist, zeigen GPS-Stationen 300–400 km landeinwärts auf Höhe der von dem 1960er Beben betroffenen Region eher seewärts gerichtete Bewegungen. Diese werden von KHAZARADZE et al. (2002) mit einer anhaltenden krustalen Deformation im Zusammenhang mit dem verzögerten Spannungsabbau im Mantel nach dem 1960er Beben interpretiert. Diese lang anhaltende postseismische Deformation ist laut Modell nur bei sehr starken Erdbeben mit langen Rupturen möglich. Die Möglichkeit, dass die seewärts gerichteten Vektoren eher durch Bewegungen an tieferen Bereichen der Plattengrenze induziert werden, kann zwar nicht ganz ausgeschlossen werden, wird aber von den genannten Autoren nicht favorisiert.

Der nördlich der vom 1960er Beben betroffenen Region anschließende Bereich zwischen Concepción und Constitución ($35^\circ\text{--}37^\circ\text{S}$) wird als wahrscheinliche Lokation eines großen Subduktionsbebens innerhalb der nächsten Jahrzehnte beurteilt, weil das letzte große Beben dort 1835 stattfand (RUEGG et al. 2002). Die Grenze zwischen den Rupturzonen von 1960 und 1835 liegt auf Höhe der Halbinsel Arauco. Diese könnte daher eine wichtige Rolle bei der Segmentierung der abtauchenden Platte

spielen. Die Arauco Halbinsel zeigt an ihrem Westende die höchsten GPS-Geschwindigkeiten der Region.

KLOTZ et al. (2001) erstellten für große Teile des chilenischen Plattenrandes ein elastisches Dislokations-Modell, das die beobachteten GPS-Messungen inklusive der postseismischen Bewegungen in den Bereichen des 1960er Bebens im Untersuchungsgebiet und des Antofagasta Bebens von 1995 modelliert. Das Modell ermittelt zusätzlich die Tiefe und Ausdehnung der seismischen Koppelzone. Südlich 37°S wird demnach die Koppelzone breiter und reicht bis in 40 km bzw. mit der Übergangszone bis in 60 km Tiefe. In Korrelation damit steigen auch die Verkürzungsraten leicht an.

Die Bewegungsvektoren im Forearc, die parallel zur Plattenkonvergenz liegen, weisen darauf hin, dass die heutige Deformation des südzentralchilenischen Forearcs durch temporale Änderungen innerhalb des seismischen Zyklus kontrolliert wird. Diese wahrscheinlich elastischen Deformationen, die beim nächsten Erdbeben wieder kompensiert werden, geben aber keine relevante Auskunft über die langfristigen geologischen Prozesse. Eine Partitionierung des Konvergenzvektors in geologischen Zeiträumen wird daher durch die GPS-Ergebnisse nicht ausgeschlossen.

3.4 Schwereanomalien

Schwereanomalien sind der Ausdruck von Dichteunregelmäßigkeiten im Erdinneren und können Aufschluss über die Struktur im Untergrund geben. Dafür muss an einem Ort die Schwerebeschleunigung gemessen werden und von ihr der Betrag der Normalschwere, d.h. ein theoretischer Wert für das Internationale Erdellipsoid und die entsprechende geographische Breite, subtrahiert werden. Die Differenz zwischen dem beobachteten Schwerewert und dem theoretischen Wert ist die Schwereanomalie. Zusätzlich sind weitere Reduktionen notwendig, um die Daten im geologischen Sinne interpretieren zu können. Die wichtigsten Schwereanomalien,

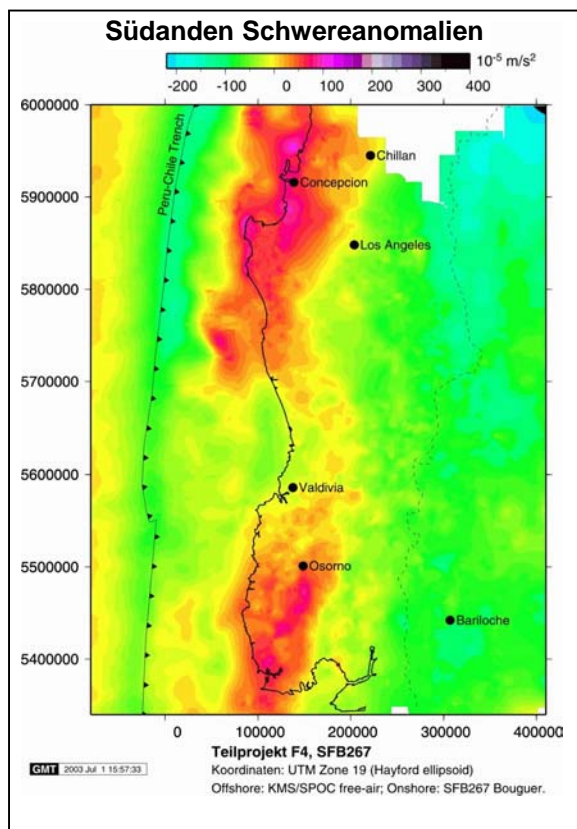
für die auch hochauflösende Datensätze des Untersuchungsgebietes vorliegen, sind die Bouguer-Anomalie und das isostatische Restfeld.

Bei der Bouguer-Anomalie fließen neben der Breiten-, Drift- und Gezeitenreduktion, auch die Freiluft-Reduktion (=Niveaureduktion), welche die unterschiedlichen Stationshöhen zu einem Bezugsniveau (normalerweise Meeresspiegel) berücksichtigt, die Bouguer-Reduktion und die Geländereduktion in das Ergebnis mit ein. Die Bouguer-Reduktion betrachtet die Schwerkraftwirkung der Massen zwischen der Station und dem Bezugsniveau. Die Geländereduktion berücksichtigt die Gravitationswirkung der unregelmäßigen Topographie in der Umgebung einer Messstation.

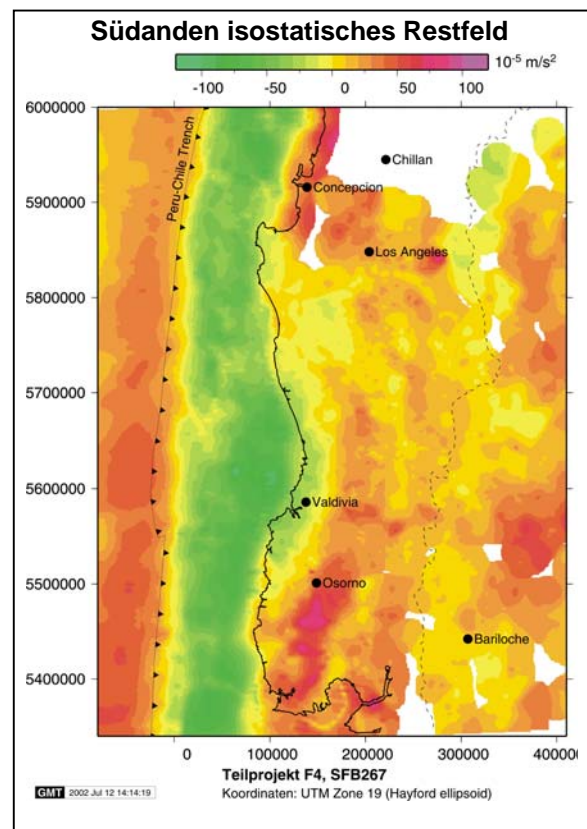
Lokale Anomalien können Ausdruck der oberflächennahen Massenverteilung sein während regionale Anomalien häufig mit der Änderung der Krustendicke in Zusammenhang gebracht werden. Positive Anomalien zeigen also sehr dichte Körper unterhalb der Erdoberfläche in zu hohem Niveau an, was häufig regional gesehen mit einer verdünnten Kruste assoziiert ist. Negative Anomalien werden z.B. durch tiefe Sedimentbecken oder stark verdickte kontinentale Kruste hervorgerufen.

Die Bouguer-Anomalie (Abb. 3-3a, Daten aus dem Report der Forschungsperiode 1999-2001 des SFB 267, GÖTZE et al. 2001) zeigt an der Küste hohe positive Anomalien im Bereich Concepción-Arauco-Mocha (bis +100mGal) und südlich 40°S. Dagegen zeichnet sich der Küstenbereich zwischen 39° und 40°S durch den Übergang zwischen einem ausgeglichenen Zustand zu einer negativen Anomalie aus. Dieser abweichende Trend scheint sich in E-W Richtung weiter Richtung Argentinien fortzupflanzen, wo auf dieser geographischen Breite auch abweichende Werte vorliegen. Somit könnte es sich hiermit um eine Anomalie im Mantel handeln (HACKNEY, pers. Mitt. 2002).

Die Tiefseerinne zeigt wegen der dort fehlenden Massen stark negative Werte über -100mGal, die zur Aufwölbung (*bulge*) vor dem Trench leicht positiv werden. Der bereits erwähnte Unterschied der Freiluft-anomalie an dem Kontakt zwischen Mocha-Bruchzone und Tiefseerinne ist auch hier festzustellen (ca. bei 5730000~38°30'S in Abb. 3-3a). Die Hauptkordillere zeigt eine negative Anomalie von bis zu -100mGal. Diese deutet eine leichte Verdickung der kontinentalen Kruste oder das Vorhandensein von geschmolzenem Material an. Im Vergleich mit den Zentralanden mit Werten bis zu -450mGal (GÖTZE et al. 2001) sind diese Werte aber noch relativ gering. Die folgende Interpretation der isostatischen Restanomalie zeigt aber, dass dieses Phänomen isostatisch weitgehend kompensiert wird. Die vereinzelt auftretenden Maxima und Minima sind wahrscheinlich mit lokalen basischen Intrusionen (+) oder jungen Calderen (-) zu erklären (ARENADA et al. 2000).



a)



b)

Abb. 3-3: Schwereanomalien: a) Bouguer-Anomalie (*offshore* Freiluft), b) Isostatisches Restfeld
Aus HACKNEY et al. (in Vorb.), Datenbasis und Referenzen s. dort.

Eine Auswertung der isostatischen Anomalie zeigt, ob das Geländere relief in der Tiefe ausgeglichen wird. Die Anomalien beruhen auf verschiedenen Hypothesen über die Art der Kompensation, wie z.B. die Methoden nach Airy, Pratt oder Vening Meinesz. Wird der Effekt der isostatischen Kompensation der Topographie von der Bouguer-Anomalie abgezogen, erhält man das isostatische Restfeld, das für die Interpretation oberflächennaher Strukturen geeigneter ist als die Bouguer-Anomalie.

Das isostatische Restfeld (Vening-Meinesz) zeigt im Vergleich zu der Bouguer-Anomalien im Küstenbereich eine Verschiebung der positiven Werte nach Osten (Abb. 3-3b). Der unmittelbare Küstenbereich zeigt zwar immer noch einen starken Wandel zwischen dem Bereich Arauco/Concepción und einem weiter ausgedehnten, stärker negativen Bereich südlich Arauco, ist aber jetzt generell von geringen negativen Anomalien geprägt. Die beschriebenen positiven Anomalien bis 100mGal treten nach Osten verschoben zwischen Concepción und Los Angeles und im südlichen Bereich zwischen Osorno und Puerto Montt auf. Die positiven Anomalien liegen hauptsächlich im Längstal, das durch eine NNE-SSW streichende Kette von ihnen nachgezeichnet wird. ARENADA et al. (2000) gehen davon aus, dass dichtere Massen im Untergrund, die aus basischen Intrusiva oder Mantelmaterial gebildet sein müssen, um die geringe Dichte der mächtigen auflagernden Sedimente auszugleichen, dafür verantwortlich sind.

Der Übergang zur Hauptkordillere wird durch eine schmale Zone ausgeglichener bis leicht positiver Werte in NNE-SSW Richtung gebildet, die sich besonders gut zwischen 42° und 39°S nachvollziehen lässt. Die Hauptkordillere zeigt ausgeglichene bis positive Werte, welche auf eine partielle isostatische Kompensation des Reliefs hindeuten.

Eine Orientierung der Anomalien in NNE-SSW, NW-SE und E-W Richtung ist zu beobachten, die mit den Hauptstörungenrichtungen in der Oberplatte übereinstimmen, aber nicht direkt mit den in dieser Arbeit als aktiv definierten Störungssegmenten korreliert werden können. In der vorläufigen Interpretation der isostatischen Residuen durch ARENADA et al. (2000) werden die Orientierungen der Anomalien u.a. der Gastre Störung zugeordnet. Zusätzlich sehen sie einen Zusammenhang der unterschiedlichen Werte der positiven Anomalien im Längstal mit der Verlängerung der ozeanischen Bruchzonen.

3.5 Lage der Moho-Diskontinuität und Subduktionswinkel

Die angedeutete isostatische Kompensation der Topographie spiegelt sich in der Tiefe der Kruste-Mantel Grenze (Moho Diskontinuität = Moho) nicht wieder, was auf einen lateralen Ausgleich des Reliefs hinweist. Vorläufige Ergebnisse (KIND et al. 2001) zeigen, dass die maximale Tiefe der Moho (45-50km) am Westende der Anden erreicht wird und die Moho unterhalb der höchsten Erhebungen der Anden in 40km Tiefe liegt. Direkt an der Subduktionszone wird die kontinentale Moho durch die Kollision der Platten hochgebogen, so dass sie sich unterhalb des Forearcs in Tiefen von 25-30km Tiefe befindet.

Die ozeanische Kruste lässt sich anhand der Seismizität bis in ca. 150km Tiefe verfolgen. Die ozeanische Platte taucht nahe der Subduktionszone (73-74°W) mit 10° nach Osten unter die Südamerika Platte ab (BOHM et al. 2002). Weiter östlich versteilt sich der Winkel auf 30°. Der Forearc zeigt in einem refraktionsseismischen Profil bei 39°S sehr geringe seismische Geschwindigkeiten, die entweder mit einer Serpentinisierung des kontinentalen Mantels oder der Anwesenheit subduzierter Sedimente zusammenhängen können (BOHM et al. 2002).

4 Methodik und Datengrundlage

Die in diesem Projekt angewandten Arbeitsmethoden umfassen Verfahren der Strukturgeologie, Paläoseismologie, Geomorphologie und Sedimentologie, sowie die Verwendung von Informationen aus Bereichen der Geophysik und der Paläontologie.

In zwei dreimonatigen Geländeaufenthalten wurden zur Paläospannungsanalyse und zur Erfassung neotektonischer Prozesse Strukturdaten wie Störungsflächen mit und ohne Lineare, Schichtung, Faltung und Klüfte mit einem Clar-Kompass eingemessen. Insbesondere die Daten von Störungsflächen mit Linearen, die die genaue Orientierung der Bewegung auf der Störung festlegen, bilden die Basis der vorliegenden Arbeit. Kinematische Indikatoren wie Mineralfasern, Striungen, Abrisskanten und Riedelscherflächen (z.B. PETIT 1987) sowie der Versatz von Markerhorizonten erlaubten die Bestimmung des Bewegungssinnes an der Störung und ermöglichten eine Ermittlung des Spannungsfeldes (s. Kap. 4.1) sowie im günstigen Fall eine zeitliche Abfolge verschiedener Deformationsregime. Die Untersuchung von paläoseismischen Indikatoren, wie großen Versätzen an Störungen, Geländesprüngen (*fault scarps*), Liquefaktion u.ä. erleichterte die Feststellung, ob Deformationen seismisch, also gekoppelt mit starken Erdbeben oder aseismisch, z.B. durch gravitatives Gleiten entstanden sind. Die Strukturdaten wurden überwiegend in Gesteinen ab dem Miozän aufgenommen, um die Entwicklung des Spannungsfeldes und unterschiedliche Deformationen in das Modell integrieren zu können. Außerdem bestand so die Möglichkeit, zusätzliche neotektonische Daten aufzunehmen, die auch in älteren Gesteinen dokumentiert werden, aber von alten Deformationen differenziert werden müssen.

Die gemessenen Kleinstrukturen zeigen häufig eine Relation zu dem strukturellen Trend aus Satelliten- und Luftbildern und können somit als Indikator für die Bewegungen an den größeren Störungen genutzt werden. Die morphotektonische Auswertung von Satelliten- und Luftbildern sowie selbst erstellten 3D-Modellen, die mit den Programmen ArcView und Surfer berechnet wurden (s. Anhang B), stellen somit eine wichtige Ergänzung zu den tektonischen Geländeuntersuchungen dar. Topographische Quer- und Längsprofile (Anhang C) wurden zusätzlich angefertigt und analysiert.

Im Gelände wurden ausserdem geomorphologische und sedimentologische Untersuchungen durchgeführt: Geomorphologische Analysen ermöglichten es, Hebungs- und Senkungsbereiche voneinander abzugrenzen und anhand von Erosionszyklen deren Alter und Entwicklung abzuschätzen. Aktive Störungen konnten sowohl nach den charakteristischen Landschaftsformen, die sie produzieren, als auch nach der Rundung der durch sie gebildeten Gebirgsfronten oder der Ausbildung der assoziierten Täler beurteilt werden. Da in Südzentralchile ältere Störungszonen als Schwächezonen beim Eisvorstoß im Pleistozän genutzt wurden, bot die geomorphologische Analyse zusätzlich die Möglichkeit glaziale Deformationen und tektonische Deformationen voneinander abzugrenzen bzw. zu korrelieren.

Die Tektonik eines Gebietes über einen längeren Zeitraum spiegelt sich auch in den Ablagerungsbedingungen der Sedimente wider. Massenumlagerungen, Diskordanzen und schnelle Wechsel in den Sedimentationsbedingungen sind in tektonisch aktiven Gebieten häufig tektonisch verursacht und können bei einer guten sedimentologischen Beschreibung interpretiert und mit den Strukturdaten korreliert werden. Dort wo sedimentologische Beschreibungen publiziert vorlagen, wurden diese in das Modell integriert. Dort wo nur unzulängliche Beschreibungen vorhanden waren, wurden eigene sedimentologische Analysen durchgeführt. Diese sind auch wegen der durch die Sedimente bedingten Auflast und den dadurch induzierten Spannungen sowie dem gebildeten Hangneigungswinkel wichtig für die Kinematik des Forearc-Keils. Die Profilaufnahme und Probenbearbeitung wird im Rahmen zweier Diplomarbeiten durchgeführt, die zum jetzigen Zeitpunkt noch nicht abgeschlossen sind.

Das Drainagenetz des Untersuchungsgebietes wurde detailliert analysiert (s. Kap. 4.2), um Hinweise auf neotektonische Bewegungen besonders in den Regionen mit schlechten Aufschlussverhältnissen und dichter Vegetation zu erhalten. Dafür wurden sowohl generelle Veränderungen des Flussnetzes betrachtet als auch einzelne Flussverläufe untersucht. Eine statistische Auswertung verschiedener Parameter wie Gefälle, Sinusität und Flusslängengradient Index (*stream length-gradient index*) (s.a. Anhang D) wurde durchgeführt, um Bereiche oder Störungssegmente mit hoher tektonischer Aktivität abzugrenzen.

Die Identifizierung der aktiven Spannungsrichtungen durch Messung elektromagnetischer Wellen wurde von uns als Pilotstudie im Untersuchungsgebiet durchgeführt und lieferte vielversprechende Ergebnisse (REUTHER & OBERMEYER 2003, REUTHER et al. 2003). In der Theorie werden durch tektonische und/oder gravitative Spannungen piezomagnetische, piezoelektrische und elektrokinetische Effekte induziert, die zu gerichteten elektromagnetischen Emissionen führen. Diese können mit der hochauflösenden Antenne des CERESKOP®-Instruments gemessen werden. Die Ergebnisse der sich in der Auswertung befindlichen Studie wurden

ergänzend hinzugezogen, die Erkenntnisse dieser Arbeit basieren aber auf den struktureologischen und anderen oben genannten Daten.

Ergebnisse geophysikalischer Methoden sind ein wichtiger Bestandteil des kinematischen Modells, weil sie die Daten des Untergrundes und der Unterplatte liefern, die nicht aus geologischen Geländedaten abgeleitet werden können. Da diese Daten nicht selbst erstellt werden konnten, wurden sie durch Literaturrecherche, Kontakte zum Berliner Sonderforschungsbereich 267 (Deformation Processes In The Andes) und aus dem Internet beschafft (s. a. Kap. 3).

Paläontologische Daten können helfen, paläogeographische Rekonstruktionen zu erstellen, die auch für die Bewegungsabläufe des Trench-Arc-Systems wichtig sind, da z.B. Transgressionen und Regressionen einen Einfluss auf die Dynamik des Forearc-Keils haben. Einige Daten können von den Partnern des DFG-Bündelantrags („Die Entwicklung des südchilenischen Trench-Arc-Systems seit dem Auseinanderbrechen von Gondwana“) übernommen werden. Das kinematische Modell wurde mit ihren Informationen abgeglichen.

Die weitere Datengrundlage bildeten geologische und topographische Karten. Die regionale Geologie Chiles ist in Übersichtskarten im Maßstab 1:1.000.000 publiziert worden (SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGIA Y MINERIA 1982). Eine für meine Untersuchungen relevante genauere Auflösung der Geologie des Arauco-Bíobío Trench-Arc-Systems ist nur in Teilbereichen in veröffentlichten geologischen Karten erfasst. Topographische Daten lagen in einem Maßstab von 1: 50.000 flächendeckend vor.

Aufgrund der Wichtigkeit der Störungsflächenanalyse (Paläospannungsanalyse) und der Drainagenetzuntersuchung für diese Arbeit und für das Verständnis des Ergebnisteils soll die Methodik dieser beiden Bereiche ausführlicher erläutert werden. Rein technische Informationen wie die Durchführung der 3D-Modellberechnung und die Extraktion topographischer Daten für die topographischen Profile und die statistischen Parameter der Drainagenetzanalyse sind im Anhang B zu finden.

4.1 Paläospannungsanalyse

Die umfangreichen Störungs-Lineations Datenpaare (*fault-striae data*), die im Gelände gesammelt wurden, bilden die wichtigste Basis des innerhalb dieser Dissertation entwickelten kinematischen Modells. Da besonders in den letzten Jahren die Verwendbarkeit und Interpretation von Fault-striae Daten wiederholt Gegenstand der wissenschaftlichen Diskussion waren, sollen die Einwände kurz diskutiert und die Verwendung und Interpretation innerhalb dieser Arbeit dargestellt werden.

Eine strukturelle Analyse baut sich normalerweise aus drei Schritten auf: 1) einer beschreibenden Analyse, in der die Strukturen in ihrer Geometrie, Form und Orientierung dargestellt werden. 2) einer kinematischen Analyse, in der die Bewegungen, die zu der Entwicklung der Strukturen geführt haben (z.B. Translation, Rotation, interne Deformation) diskutiert werden. Dieser Schritt entspricht der Deformationsanalyse (*strain analysis*). 3) einer dynamischen Analyse, welche die Kräfte und Spannungen, die für die Entstehung der Strukturen verantwortlich sind, interpretiert. Dieser Schritt entspricht der Spannungsanalyse (*stress analysis*) und deren Deutung, also einer genetischen Interpretation, welche die Beziehung zwischen Spannung und Deformation herstellt.

Einer der Hauptdiskussionspunkte unter Strukturgeologen ist, ob Fault-striae Daten eine Aussage über die Deformation (*strain*) oder die Spannung (*stress*) zulassen. Beide Theorien werden von mehreren Autoren favorisiert, als Beispiel sollen hier nur MARRETT & ALLMENDINGER (1990) für den kinematischen Ansatz und ANGELIER (1994) für den dynamischen Ansatz genannt werden. Die Problematik ist, dass Deformations- und Spannungsachsen nur unter bestimmten Grenzbedingungen parallel sind und die unterschiedliche Analyse deswegen zu verschiedenen Ergebnissen führen kann. Die relativ aktuellen Artikel, die sich mit diesem Problem befassen, tendieren zu einer kinematischen Analyse der Daten, weil diese weniger Voraussetzungen erfüllen muss (z.B. GAPAIS et al. 2000, TWISS & UNRUH 1998, TIKOFF & WOJTAŁ 1999). Hauptkritikpunkte an der Spannungsanalyse sind, dass sich Störungsmuster mit der Zeit innerhalb einer Deformationsphase durch Versätze, rigide Rotationen und interne Deformation ändern können. Eine Paläospannungsanalyse solcher Störungsdaten könnte somit zu der Interpretation unterschiedlicher Deformationsphasen mit verschiedenen Spannungsellipsen führen, während die Strainanalyse nur die finite Deformation betrachtet.

Andere Einwirkungen auf die Paläospannungsanalyse können durch den Einfluss großer Diskontinuitäten auf das lokale Spannungsfeld gegeben werden. Viele Untersuchungen haben gezeigt, dass die Orientierung kleinerer Störungen durch größere verändert wird. Das tritt besonders an Kurven und Abzweigungen im Verlauf großer Störungszonen auf (z.B. MAERTEN et al. 2002). Die Tatsache, dass innerhalb einer Deformationsphase mehrere verschiedene Deformationen möglich sind, deutet sich auch in der Auswertung seismischer Herdflächenlösungen

an. RILLER & ONCKEN (2002) zum Beispiel interpretieren diesen Sachverhalt in den Zentralanden damit, dass verschiedene Spannungsrichtungen an unterschiedliche Störungsorientierungen gekoppelt und gleichzeitig aktiv sind.

Andere Autoren gehen davon aus, dass die Spannung nicht wie bisher angenommen eine unabhängige Variable ist, sondern auf Grenzbedingungen wie Materialgeschwindigkeiten und Versätze reagiert (z.B. TIKOFF & WOJTAŁ 1999). Eine korrekte Spannungsanalyse wäre dann nur bei einer homogenen Deformation möglich. Materialanisotropien oder eine Noncoaxialität der Deformation (z.B. bei einfacher Scherung (*simple shear*)) könnten die Analyse verfälschen.

Die gesammelten Fault-striae Daten erfüllen sicherlich zum Teil nicht die oben genannten, strengen Kriterien für eine Spannungsanalyse. Das deformierte Material ist besonders im magmatischen Bogen stark anisotrop mit seit langer Zeit existenten und wahrscheinlich häufig reaktivierten Störungszonen. Die Größe und das Arrangement einiger Scherzonen (wie z.B. der LOFZ) lässt darauf schließen, dass einfache Scherung und damit eine noncoaxiale Deformation, die Rotationen innerhalb der Scherzone bedingen kann, eine wichtige Rolle spielt. Zusätzlich wird das Spannungsfeld sicherlich lokal von Abzweigungen und Biegungen im Verlauf der LOFZ und anderer großer Störungszonen beeinflusst. Die Anordnung von Sekundärstörungen (z.B. Riedelscherflächen) und deren Messung bedingt zusätzliche Abweichungen der ermittelten Hauptspannungsachsen von denen auf der primären Störung.

Ich möchte trotz aller Vorbehalte eine Spannungsanalyse darstellen, deren Ergebnisse nach den oben genannten Einflüssen interpretiert werden und durch eine räumliche Darstellung helfen werden, Bereiche mit Rotationen, eine Beeinflussung durch größere Störungen und generell lokale Spannungsfelder zu erkennen und dadurch auch zu einer besseren kinematischen Interpretation zu gelangen. Eine reine Deformationsanalyse vernachlässigt meiner Meinung nach andere Tatsachen und ist deswegen einer Spannungsanalyse nicht vorzuziehen. Ich denke, dass eine Spannungsanalyse, welche die o.g. Kritikpunkte berücksichtigt und das regionale Spannungsfeld erst nach einer Aussortierung aller durch Rotationen und anderer lokaler Einflüsse veränderter Richtungen interpretiert, die sinnvollste Auswertung der vorhandenen Daten darstellt. Um den kinematischen Ansatz nicht ausser acht zu lassen, wurde die Paläospannungsanalyse mit verschiedenen Parametern durchgeführt. Außerdem werden die Daten im Ergebnisteil auch in ihrer Ursprungsform dargestellt.

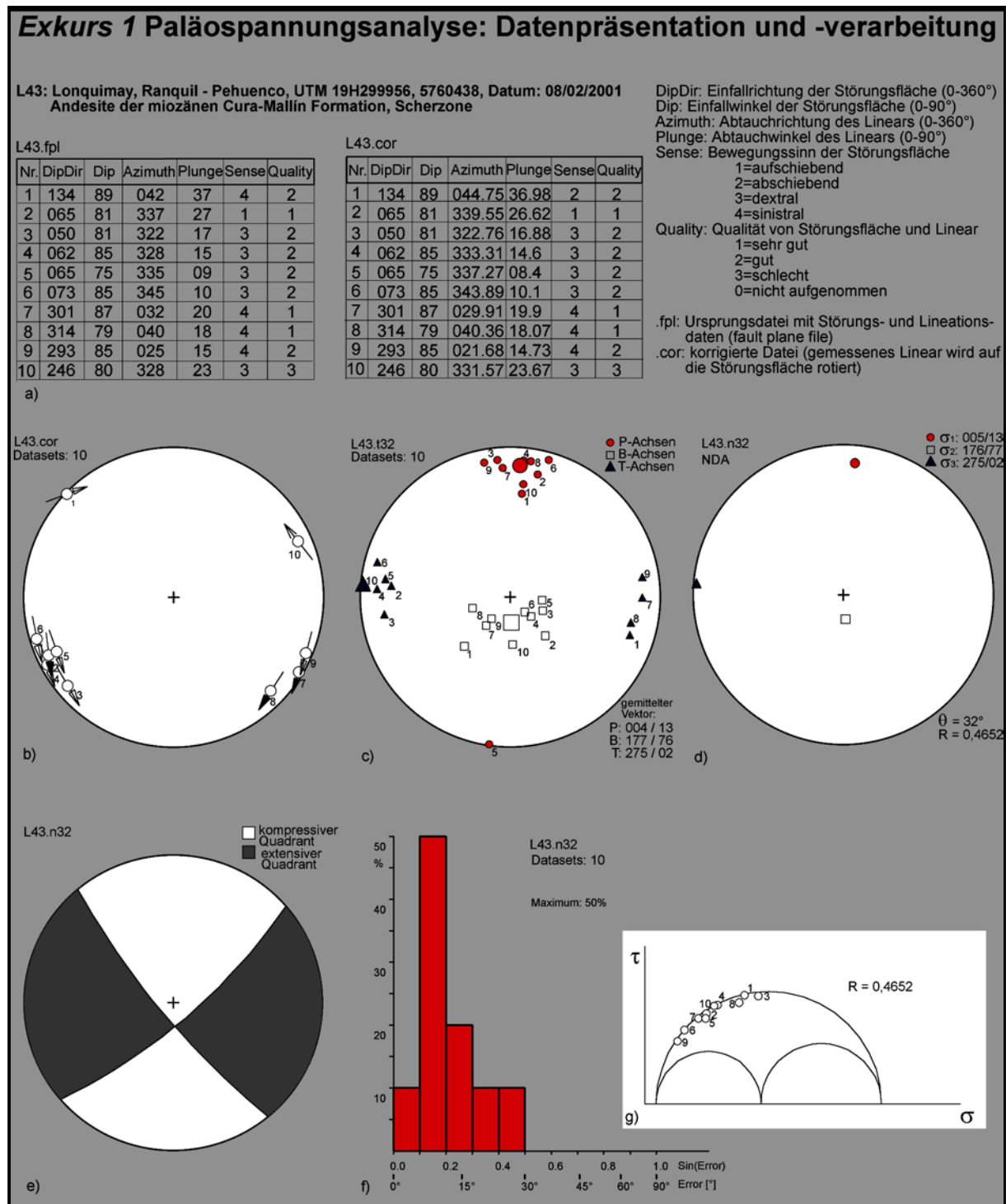
4.1.1 Durchführung der Paläospannungsanalyse

Grundlage der Paläospannungsanalyse ist die Annahme, dass jede Störungsfläche mit Linear, deren Bewegungssinn bekannt ist, auf die Einwirkung eines bestimmten Spannungsfeldes zurückgeführt werden kann, das in einer von Anisotropien und Gesteinseigenschaften wie dem inneren Reibungswinkel abhängigen Orientierung zur Störungsfläche steht. Der geometrische Zusammenhang zwischen der Störungsfläche und dem Spannungsfeld ist Grundlage verschiedener graphischer und mathematischer Methoden der Paläospannungsanalyse (u.a. ANDERSON 1951, BOTT 1959, ANGELIER & MECHLER 1977, MARRETT & ALLMENDINGER 1990, ANGELIER 1994).

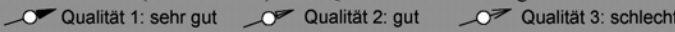

Die Paläospannungsanalyse wurde mit dem Programm TectonicsFP für PC (REITER & ACS 2000) durchgeführt. Grundlage für die Bestimmung des Spannungsfeldes waren die im Gelände mit einem Clar-Kompass vorgenommenen Messungen von spröden Deformationsstrukturen und dazugehörigen kinematischen Indikatoren (=Störungsflächen und Lineare), an denen der Bewegungssinn bestimmt werden konnte. Die Messungen wurden in ca. 150 Aufschlüssen (kretazischer/) miozäner bis quartärer Sedimente und Magmatite durchgeführt. Die zeitliche Einordnung erfolgte über selten zu beobachtende Überschneidungskriterien im Aufschluss, die Korrelation mit regionalen, aus den geologischen Karten abzuleitenden Deformationsphasen und nach dem Prinzip der Paläostress-Stratigraphie, in der das Alter der Gesteine, in denen die Strukturen gemessen wurden, für die zeitliche Einordnung genutzt wird. Synsedimentäre Störungen oder das Auftreten von Strukturen in einer bestimmten stratigraphischen Position konnten so einer zeitlichen Periode zugeordnet werden. Messungen in sehr jungen Gesteinen konnten z.T. zur zeitlichen Eichung von Daten in älteren Gesteinen verwendet werden. Zusätzlich wurde die Qualität der Störungsfläche und des Linears und deren Verwitterungszustand notiert.

Die computergestützte Separierung inhomogener Datensätze und die Berechnung der Hauptspannungsachsen gehören mittlerweile zu den Standardprozeduren der Störungsflächenauswertung (s. z.B. Zusammenfassung in ANGELIER 1994). Daher werde ich die angewandten Methoden nur relativ kurz beschreiben. Eine beispielhafte Darstellung der Datenpräsentation und Auswertung (Exkurs 1) und der Separierung inhomogener Datensätze (Exkurs 2) wird für Leser, die nicht mit der Darstellungsweise vertraut sind, präsentiert.


Die manuelle Sortierung der Datensätze erfolgte für jeden Aufschluss separat über die P/T-Achsen. Dafür wurden für jedes Datenpaar (Störungsfläche und Linear) mit Bewegungssinn mit Hilfe der P/T-Methode




(TURNER 1953) die theoretische Kompressions- (P) und Dehnungsachse (T) berechnet. Die Berechnung kann mit verschiedenen Winkeln zwischen der Störungsfläche und der Verkürzungsachse (θ) durchgeführt werden. Ein empirischer Mittelwert für θ bei der Entstehung von konjugierten Scherflächen nach dem Mohr-Coulomb'schen Bruchkriterium beträgt 30° . Programme mit einem kinematischen Ansatz gehen von dem die höchsten Scherspannungen auf der Störungsfläche bewirkenden Scherwinkel von $\theta = 45^\circ$ aus, damit werden jedoch häufig reaktivierte Störungsflächen falsch berechnet. Das Programm TectonicsFP ermöglicht die Berechnung des für den vorliegenden Datensatz am besten passenden Scherwinkel (θ). Für homogene Datensätze, die nur Strukturen einer Deformationsphase enthalten, konnten damit überzeugende Ergebnisse erzielt werden. Für inhomogene Datensätze wurde die P/T-Achsenberechnung sowohl mit $\theta = 30^\circ$ als auch $\theta = 45^\circ$ durchgeführt, um die Einflüsse der verschiedenen Scherwinkel zu kontrollieren und nach der Trennung der Daten den geeigneten Winkel festzustellen.

- a) **Originaldaten (links, L43.fpl) und korrigierte Daten (rechts, L43.cor)**
Bei der Messung des Linears auf der Störungsfläche kann es bei schwierigen Aufschlussverhältnissen zu Messungenauigkeiten kommen. Die Option "correct data" ermöglicht in diesen Fällen die Rotation des gemessenen Linears auf die Störungsfläche. Dabei wird davon ausgegangen, dass die Fläche sehr viel einfacher zu messen ist und deren Messwerte deshalb unverändert gelassen. Die Paläospannungsanalyse wird mit dem korrigierten Datensatz durchgeführt.
- b) **Hoeppener-Plot**
Für jeden Aufschluss werden die Störungsflächen zunächst als Polpunkte im flächentreuen, die untere Lagenkugel repräsentierenden Schmidt'schen Netz dargestellt. Das Linear und die Bewegung des Hangendblocks werden als Pfeil an dem Polpunkt dargestellt. Pfeile, die in die Kreismitte zeigen symbolisieren Abschiebungen, Pfeile die nach aussen zeigen Aufschiebungen, Pfeile parallel zum Kreisrand Horizontalverschiebungen (im Uhrzeigersinn sinistral, gegen den UZS dextral). Im Beispiel handelt es sich somit um NW-SE streichende, steile dextrale Horizontalverschiebungen (Nr. 2-6 und Nr.10), die hauptsächlich nach NE einfallen (bis auf Nr. 10) und NE-SW streichende sinistrale Horizontalverschiebungen (Nr. 1 und Nr. 7-9), die hauptsächlich steil nach NW einfallen (bis auf Nr. 1). Die Qualität der Messungen ist an den Pfeilspitzen ablesbar.

 Qualität 1: sehr gut Qualität 2: gut Qualität 3: schlecht
- c) **P/T-Achsen**
Für jedes Datenpaar wird die theoretische Kompressions- (P) und Dehnungsachse (T) sowie die mittlere Achse (B) mit einem für diesen Datensatz ermittelten Winkel θ von 32° (Winkel zwischen der größten Hauptspannung σ_1 und der Störungsfläche, abzulesen am Ende des Dateinamens .t32) berechnet. Die Durchschnittswerte der Achsen entsprechen bei einem homogenen Datensatz den Hauptspannungsachsen des Spannungstensors ($P = \sigma_1$, $B = \sigma_2$, $T = \sigma_3$, s.a. Abb. d). Im Gegensatz zur Polpunktdarstellung der Strukturdaten entspricht in diesem und den folgenden Plots eine Lage am Kreisrand einem flachen Einfallen und eine Lage nahe des Kreismittelpunktes einem steilen Einfallen.
- d) **Hauptspannungsrichtungen (berechnet mit NDA und $\theta = 32^\circ$)**
Mit NDA wird die Orientierung der Hauptspannungsachsen ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) für den gesamten Datensatz berechnet. Die in diesem Beispiel errechneten Achsen entsprechen mit der horizontalen Orientierung von σ_1 und σ_3 sowie σ_2 vertikal einem Horizontalverschiebungsregime mit N-S Einengung. Das Verhältnis der Hauptspannungsachsen zueinander ($R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$), das die Form des Spannungsellipsoids bestimmt, zeigt mit einem Wert von $R = 0,4652$ fast reine Horizontalverschiebungen an. (Beispiele für R-Werte: $R = 0,5$: reine Störungen; $R = 0,5$ bis 1: Transtension (σ_1 und σ_2 nähern sich in der Größe an); $R = 0,5$ bis 0: Transpression (σ_2 und σ_3 nähern sich in der Größe an); $R = 0$: radiale Dehnung oder axiale Kompression; $R = 1$: axiale Dehnung oder radiale Kompression).
- e) **Pseudoherdflächenlösung (beachball)**
Diese Darstellungsform, die ursprünglich in der Seismik für die Veranschaulichung der Abstrahlungscharakteristik seismischer Wellen aus dem Erdbebenherd angewandt wird (s. Kap. 4), wird auch als einfache Übersichtsdarstellung für die aus der Paläospannungsanalyse ermittelten Spannungsorientierungen genutzt. Die maximale Hauptspannungsachse σ_1 liegt hierbei im Zentrum des Kompressionsquadranten (weiß), die minimale Hauptspannungsachse σ_3 im Zentrum des Dehnungsquadranten (grau) und die mittlere Hauptspannungsachse σ_2 befindet sich im Schnittpunkt der Quadranten (z.B. MESCHÉDE 1994). Typische Pseudoherdflächenlösungen für reine Störungen:
- 

Aufschiebungen
(E-W-Einengung)

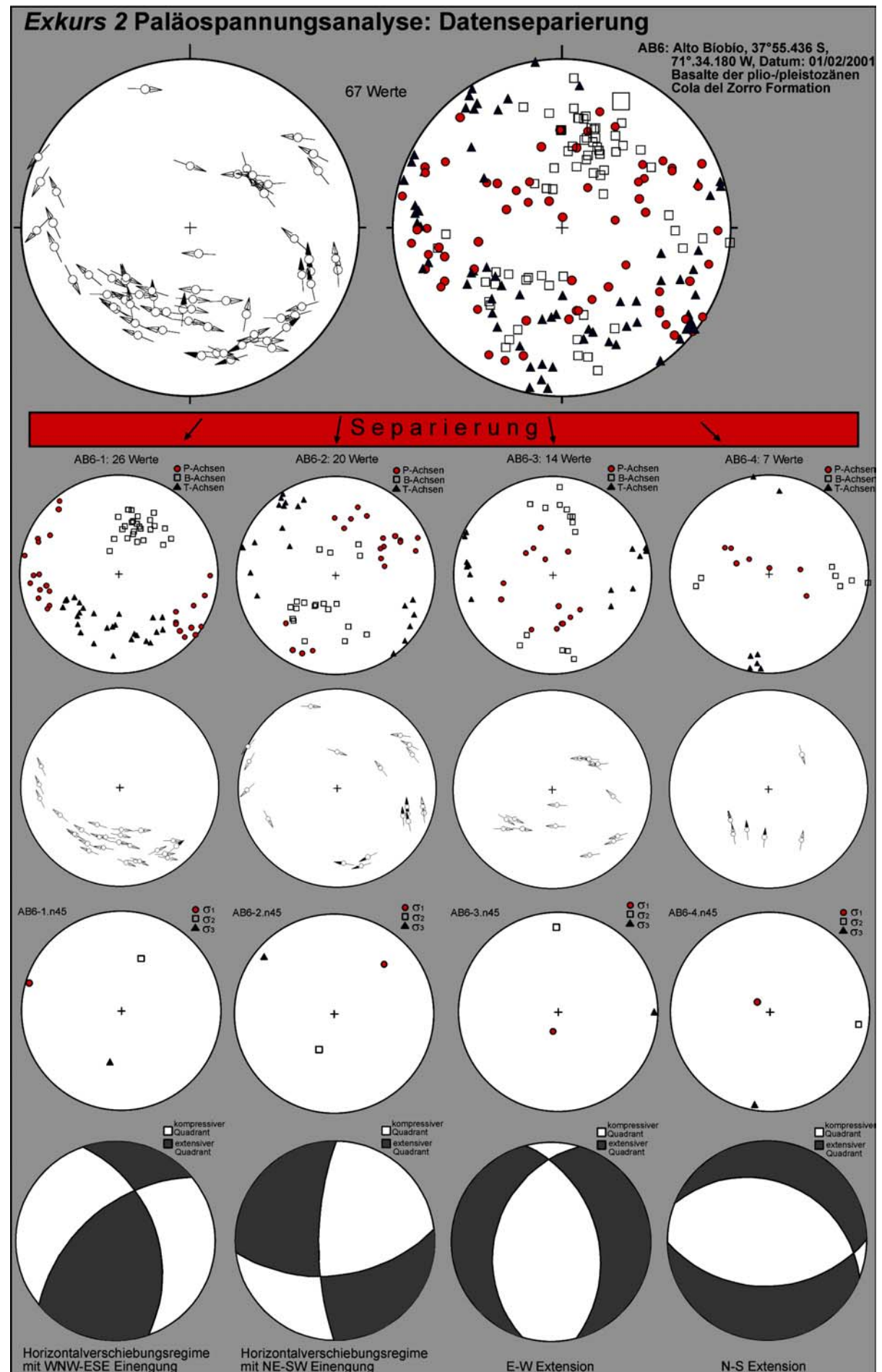


Abschiebungen
(E-W-Extension)



Horizontalverschiebungen
(E-W-Einengung)
- f) **Fluktuationshistogramm**
Das Fluktuationshistogramm zeigt die Abweichung der berechneten Orientierung der maximalen Scherspannung von der gemessenen Orientierung des Linears auf der Störungsfläche. Die Darstellung ist somit eine Beurteilung der Qualität der Spannungstensorbestimmung und kann die Auswahl der richtigen Berechnungsmethode unterstützen. Im günstigen Fall zeigt das Histogramm einen steil abfallenden Verlauf mit der höchsten Prozentzahl der Messwerte bei geringen Abweichungen im linken Teil des Diagramms.
- g) **Der Mohr'sche Kreis**
Der Mohr'sche Kreis (MOHR 1882) ist eine zweidimensionale Darstellung von Spannungszuständen, in dem die Normalspannung (σ_N) sowie die Hauptspannungen relativ zueinander auf der x-Achse aufgetragen werden und die y-Achse die Scherspannung (τ) repräsentiert. Die Lage der Bruchfläche als Punkt in dem dimensionslosen Kreis ist abhängig von dem individuellen Winkel θ . Punkte am normalisierten $\sigma_1 - \sigma_3$ -Kreis (äußerer Kreis) repräsentieren neu angelegte Flächen, weil sie maximale Scherspannungen für ihre Orientierung zeigen. Flächen, die unterhalb des äußeren Kreises plotten, stellen reaktivierte Störungsflächen dar, bei denen nur eine geringere Scherspannung zum Bruch aufgewendet werden muss.

Nach der Separierung der Daten wurde aus diesen Datenpopulationen die Orientierung der Hauptspannungsachsen (σ_1 , σ_2 , σ_3) und die relative Größe der Paläospannungstensoren mit Hilfe der Numerisch-Dynamischen Analyse (NDA) oder der direkten Inversion (INVERS) neu berechnet. NDA (SPANG 1972, Computeranwendung RATSCHBACHER et al. 1994) wurde ursprünglich für die Stresstensorbestimmung aus Calcitwillingen entwickelt, kann aber auch für die Fault-striae Analyse genutzt werden, wenn die unterschiedlichen Materialparameter berücksichtigt werden (Calcitwillinge $\theta = 45^\circ$, Gesteine $\theta = 45^\circ - \phi/2 \Rightarrow \theta \sim 30^\circ$. (ϕ : innerer Reibungswinkel) θ : Winkel zwischen σ_1 und der Störungsfläche). Der Vorteil dieser Methode ist, dass die errechneten Hauptspannungsachsen auch bei inhomogenen Datensätzen sehr verlässlich sind. Für neotektonische Störungen mit neu gebildeten Scherflächen in homogenen Gesteinen ohne präexistente Rupturen oder Bewegungsbahnen ist NDA der passende Algorithmus.



Bei Störungsreaktivierungen in intensiv deformierten anisotropen Gesteinen mit schrägen Bewegungen auf den Störungsflächen und verteilten Störungsorientierungen sollte INVERS (ANGELIER & GOGUEL 1979, Computeranwendung RATSCHBACHER et al. 1994) benutzt werden. Vorteil dieser Methode ist, dass der Winkel θ nicht vorgegeben werden muss und dass triaxiale Spannungszustände, in denen sehr unterschiedlich orientierte Störungsflächen innerhalb eines Spannungsfeldes reaktiviert werden können, dargestellt werden. Leider funktioniert dieser Algorithmus nur bei einer großen Abdeckung verschiedener Störungsrichtungen. Bei einer ungenügenden Anzahl oder Verteilung kommt man mit INVERS zu falschen Ergebnissen. In diesen Fällen muss selbst bei im Aufschluss als reaktiviert bestimmten Störungsflächen auf das Programm NDA ausgewichen werden. Die Analyse wurde für jeden Aufschluss probeweise mit NDA unter verschiedenen Werten für θ (s.o.) und mit INVERS durchgeführt, um auszuwerten, welche Methode wo am besten funktioniert. Dies kann weitere Informationen über die Dynamik in einem Aufschluss zulassen.

Das Verhältnis der Hauptspannungsachsen zueinander ($R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$, BOTT 1959) wird bei beiden Methoden mitberechnet und gibt Aufschluss über die Form des Spannungsellipsoids und damit die Aussage ob reine Störungen oder z.B. transpressive oder transtensive Komponenten vorkommen (s.a. Exkurs 1d). Das Plotten der Daten im dimensionslosen Mohr'schen Spannungskreis gibt Auskunft über eine Reaktivierung oder Neuanlegung der Störungsflächen.

Innerhalb dieser Arbeit kann nur ein Teil der vorhandenen Daten präsentiert werden. Die zeitaufwendige Sortierung und Interpretation der Daten wird somit nur zusammengefasst vorgestellt. Ausgewählte Aufschlüsse/Daten werden im Ergebnisteil als Pseudoherdflächenlösung mit den Hauptspannungsachsen und den zugehörigen Originaldaten im Hoepfener-plot dargestellt. So ist sowohl ein schneller Überblick der Spannungszustände anhand der *beachballs* möglich als auch die Datenbasis der Interpretation dargestellt. Störungsflächen ohne Lineare konnten nicht für eine Paläospannungsanalyse verwendet werden, gingen aber natürlich in die Gesamtinterpretation mit ein. Sie werden als Polpunkte (Kreuze als Symbol) im Schmidt'schen Netz dargestellt.

Eine Liste aller in dieser Arbeit genannten Aufschlüsse mit GPS-Punkten ist im Anhang zu finden (Anhang E). Bei Interesse an den zugehörigen umfangreichen Datensätzen oder an Daten weiterer Aufschlüsse ist die Autorin zu kontaktieren.

4.2 Drainagenetzanalyse

Flusssysteme befinden sich in einem empfindlichen Gleichgewichtszustand, der durch diverse Parameter bestimmt wird und reagieren deswegen sehr sensibel auf jede Art von Änderung, um ihr Gleichgewicht wieder herzustellen. Flusssysteme bilden daher gute Indikatoren für aktive tektonische Bewegungen, auf die sie durch die zeitgleiche Änderung des Gefälles mit einer Umgestaltung des Drainagesystems, des Flusslaufes, des Erosions-/Ablagerungsverhaltens und anderer Parameter wie Kanalgefälle und Sinuosität ihres Verlaufs reagieren. Beobachtungen dieser Veränderungen können nach Ausschließen anderer Faktoren (unterlagerndes Gestein, lokale klimatische Faktoren, Zuflüsse) als Hinweis auf aktive Tektonik interpretiert werden. In Südzentralchile kann man wegen des humiden Klimas und der großen transportierten Sedimentmengen davon ausgehen, dass eine Anpassung der Flussverläufe an neue topographische Verhältnisse relativ schnell stattfindet.

Die Analyse wurde einerseits durchgeführt, um Bereiche aktiver Tektonik, die sich durch Hebung und Subsidenz auszeichnen und deswegen im Störungsmuster vielleicht nur schwer zu sehen sind, zu lokalisieren, aber auch um die Aktivität bereits aus den Strukturdaten bekannter Störungen abzuschätzen. Die strukturgeologischen Daten stammen in vielen Fällen aus dem Miozän und sind daher kein sicherer Anzeiger der heutigen Aktivität. Die Lokalisierung von Knickpunkten im Längsprofil eines Flusses lässt aber eine Aussage zu, wie alt die den Knickpunkt verursachenden Bewegungen sind, wenn man die rückschreitende Erosion quantifizieren kann.

Die Basis der Analyse bildeten digitalisierte Daten aller Flüsse und der Topographie mit einer Auflösung von 1 : 50.000. Wegen der strukturgeologischen Ausrichtung der Arbeit wurde zuerst auf Versätze von Flussläufen an Störungen geachtet, sowie eine Lineamentanalyse der Flüsse durchgeführt. Zusätzlich wurden verschiedene Drainagenetztypen und Arten des Flussverlaufes (gerade, mäandrierend, verflochten - *straight, meandering, braided*) auskartiert, um abrupte Änderungen des Typs zu identifizieren. (Zusammenstellungen der Klassifikation und Interpretation von Drainagenetzen sind z.B. von HOWARD 1967, DEFFONTAINES & CHOROWICZ 1991, SCHUMM et al. 2000 beschrieben worden.) Außerdem wurde auf Drainagebecken-Asymmetrien, die Hinweise auf eine Verkippung der Oberfläche geben können (z.B. KELLER & PINTER 1996), geachtet und Wasserscheiden eingetragen. Von den diversen statistischen Parametern, die aus topographischen und Flussnetzdaten ableitbar sind, haben wir die Analyse des Längsprofils, des Gefälles, des Flusslängengradient Index (*stream length-gradient index*) und der Sinuosität selektierter Flüsse ausgewählt, weil diese Parameter sehr

sensibel auf neotektonische Prozesse reagieren. Die Parameter werden in Profilform im Anhang D dargestellt. In den Ergebniskapiteln wird auf die Profile zurückgegriffen, um bestimmte Merkmale, die in die kinematische Interpretation miteingeflossen sind, zu zeigen. Die weniger bekannten statistischen Parameter des Flusslängengradient Index und der Sinuosität werden im folgenden kurz beschrieben.

4.2.1 Flusslängengradient Index

Der Flusslängengradient Index (*stream length-gradient index = SL Index*), HACK 1973, KELLER & PINTER 1996) kombiniert das Gefälle eines bestimmten Flussabschnittes mit der Länge des Flusses von diesem Abschnitt bis zur Quelle (Abb. 4-1):

$$SL = \frac{\Delta H}{\Delta L} \cdot L$$

SL: stream length-gradient index

ΔH : überbrückter Höhenunterschied des ausgewählten Abschnittes

ΔL : Länge des ausgewählten Abschnittes

L: Gesamtlänge des Flusses vom Abschnitt bis zur Quelle

Damit ist der SL Index ein Indikator für die Stromkraft des Flusses an dieser Stelle und damit auch für die Fähigkeit, das Flussbett zu erodieren und Sediment zu transportieren. Der SL Index reagiert sehr schnell auf Änderungen des Kanalgefälles und des unterlagernden Gesteins und kann damit Hinweise auf geologische Kontakte und tektonische Aktivität geben. Mit diesem Parameter wurden u.a. erfolgreiche Studien über aktive Bereiche an der San Andreas Störung (KELLER & PINTER 1996) und unterschiedliche Hebungsraten am Mendocino Tripelpunkt (MERRITS & VINCENT 1989) durchgeführt. Da große Flüsse sich eventuell sehr schnell durch Einschneiden an veränderte Bedingungen anpassen können, ist es sinnvoll in Schlüsselregionen auch die SL Indizes der kleineren Zubringer auszuwerten.

Neotektonische Aktivitäten können sich in anomal hohen Werten des SL Index ($SL > 500$) sowie in abrupten Änderungen der Werte widerspiegeln. Andere den Wert beeinflussende Faktoren wie ein Wechsel des Untergrundmaterials, das Einfließen großer Zubringerflüsse (Veränderung der Transportkraft und der Sedimentfracht) oder klimatische Änderungen müssen beachtet werden, bevor eine neotektonische Interpretation möglich ist.

Die Darstellung der SL Indizes erfolgt sowohl separat für einzelne Flüsse (s. Anhang D), um einen direkten Vergleich mit anderen Flussparametern wie der Sinuosität zu ermöglichen, als auch in Konturenkarten für bestimmte Regionen. Dort werden die Indizes ausgewählter Flüsse in einem Gitter (*grid*) interpoliert und als neu berechnete Isolinien für ein Gebiet dargestellt. Mit dieser Methode lassen sich aktive Störungen und Hebungs- und Senkungsbereiche in der analysierten Region abgrenzen. Um abrupte Änderungen der SL Indizes sowohl zu höheren als auch zu niedrigeren Werten besser zu erfassen, wurde eine zusätzliche Darstellungsform gewählt, die benachbarte SL Indizes miteinander ins Verhältnis stellt (genannt FL Index, s.a. Anhang B).

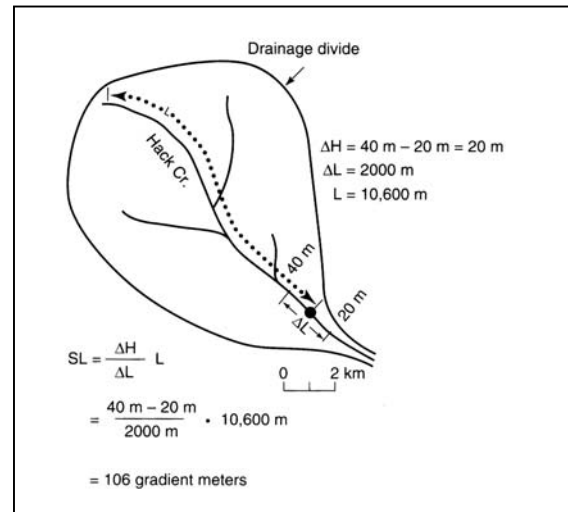


Abb. 4-1: Schematisches Diagramm zur Berechnung des SL Index (KELLER & PINTER 1996).

4.2.2 Sinuosität

Flüsse versuchen, ein bestimmtes Kanalgefälle zu erhalten, das ihrer Ladung und ihrer Transportkraft entspricht. Wenn das Gefälle eines Tales, in dem ein bereits mäandrierender Fluss oder ein gerader Fluss fließt zu steil wird, verstärkt der Fluss seine Mäander bzw. fängt an zu mäandrieren, um dadurch das Gefälle zu verringern. Abb. 4-2 zeigt die Beziehung zwischen dem Talgefälle und der Sinuosität unter der Annahme, dass die Abflussmenge und die

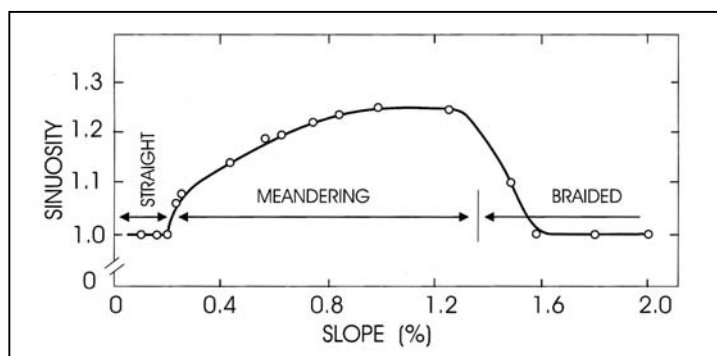
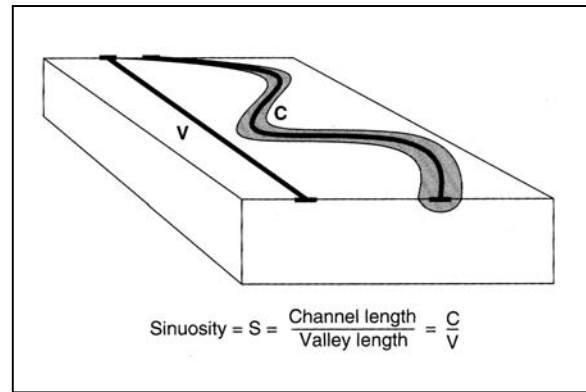


Abb. 4-2: Beziehung zwischen Kanalgefälle und Sinuosität für eine bestimmte Abflussmenge bei alluvialen Flusssystemen (SCHUMM et al. 2000).

Ladung gleich bleiben. Die Sinuosität berechnet sich aus dem Verhältnis der Kanallänge des Flusses zur Tallänge (Abb. 4-3). Ein stark mäandrierender Fluss zeigt somit eine hohe Sinuosität ($\gg 1$) und ein ganz gerader Fluss einen Wert von 1. Eine plötzliche Änderung der Sinuosität kann nach Ausräumen anderer Faktoren (analog zum SL Index) Hinweis auf eine schlagartige Erhöhung oder Erniedrigung des Gefälles durch tektonische Hebung oder Absenkung sein.

Abb. 4-3: Definition und Berechnung der Sinuosität eines Flusskanals (KELLER & PINTER 1996).



5 Ergebnisse und dynamische Modelle

Die Ergebnisse der Geländeuntersuchungen und der Auswertung von tektonischen, sedimentologischen und topographischen Daten werden nach den morphotektonischen Einheiten geordnet präsentiert. Zu Beginn werden jedoch Abbildungen vorgestellt, die für das gesamte Untersuchungsgebiet angefertigt wurden (Abb. 5-1 bis 5-3). Eine detaillierte Beschreibung und die strukturelle Interpretation dieser Abbildungen sowie Spezialstudien mit höherer Auflösung sind aber den regionalen Kapiteln zugeordnet.

Die Ergebniskapitel setzen sich jeweils aus einem beschreibenden Teil und einem Modellteil zusammen. Die Beschreibung enthält die morphotektonische Analyse (Interpretation von Satellitenbildern, Luftbildern, 3D-Modellen und der Drainagenetzanalyse) als Einführung in die Strukturen und die detaillierten im Gelände gemessenen und interpretierten Daten (tektonische Strukturen und Paläospannungsanalyse) sowie eine Abschätzung der neotektonischen Aktivität. Aufgrund der Fülle an Informationen und der unterschiedlichen Kinematik der einzelnen morphotektonischen Einheiten wird das aus den Daten interpretierte dynamische Modell direkt im Anschluss an die Datenpräsentation vorgestellt.

Linien jeder Größenordnung, die sich aus der Fernerkundung ergeben, werden in dieser Arbeit als (Foto-) Lineationen oder Lineamente bezeichnet, da aus dieser Analyse selten bekannt ist, ob es sich wirklich um Störungen handelt und welcher Bewegungssinn ihnen zugeordnet werden kann. Nur die im Gelände identifizierten Flächen mit tektonischen Bewegungen oder in der Literatur als solche beschrieben werden als Störungen bezeichnet. Der Begriff Linear ist der die genaue Bewegung auf der Störungsfläche nachzeichnenden Striemung vorbehalten.

Die auf Fotos dargestellten Strukturen und die in der Paläospannungsanalyse präsentierten Daten werden zu Zwecken der Zuordnung mit Aufschlussnummern versehen, die aus ein bis zwei Buchstaben und einer Zahl bestehen. Lokation und Alter der genannten Aufschlüsse können in Anhang E nachgelesen werden

5.1 3D-Modell und Flussnetz des Arauco-Bíobío Trench-Arc-Systems

Das 3D-Modell des Untersuchungsgebietes (Abb. 5-1) zeigt sowohl in der generellen topographischen Ausbildung als auch in der Lineationsanalyse die prägnanten Unterschiede zwischen den vier morphotektonischen Einheiten. Die Abgrenzungen zwischen diesen sind im Nordteil des Gebietes auf Höhe Araucos sehr viel ausgeprägter als im Südteil. Im E-W Schnitt (Abb. 5-1c) deutet sich an, dass sowohl der Übergang zwischen Küstenkordillere und Längstal als auch vom Längstal zur Hauptkordillere gestaffelt ist. Diese Vermutung wird dadurch bestätigt, dass östlich von dem die Küstenkordillere im Osten begrenzenden Hauptlineament noch Reste paläozoischer Aufschlüsse vorkommen.

Die vier morphotektonischen Einheiten lassen sich auch durch ihre unterschiedlich ausgebildeten Drainagenetze gegeneinander abgrenzen (Abb. 5-2). Die differierenden Flussnetze hängen sowohl mit dem abweichenden Untergrund als auch mit der sich in der Lineamentanalyse andeutenden unterschiedlichen tektonischen Deformationsgeschichte zusammen (s. Kapitel zu den einzelnen morphotektonischen Einheiten und Interpretation).

Die Analyse des Drainagenetzes wurde mit digitalen Daten mit der Auflösung von 1 : 50.000 durchgeführt. Die Abbildung 5-2 zeigt eine Übersichtskarte des Flusssystems mit weitaus geringerer Auflösung mit den Einzugsgebieten der Hauptströme des Untersuchungsgebietes (Río Bíobío, Río Cautín/Imperial, Río Allipén/Toltén und nördlich und südlich angrenzend und nur unvollständig enthalten Río Itata und Río Callecalle).

Abbildung 5-3 zeigt die mit dem Cereskop bestimmten aktiven Spannungsrichtungen im Untersuchungsgebiet. Die Interpretation erfolgt separat in den Neotektonik-Teilen der folgenden Kapitel.

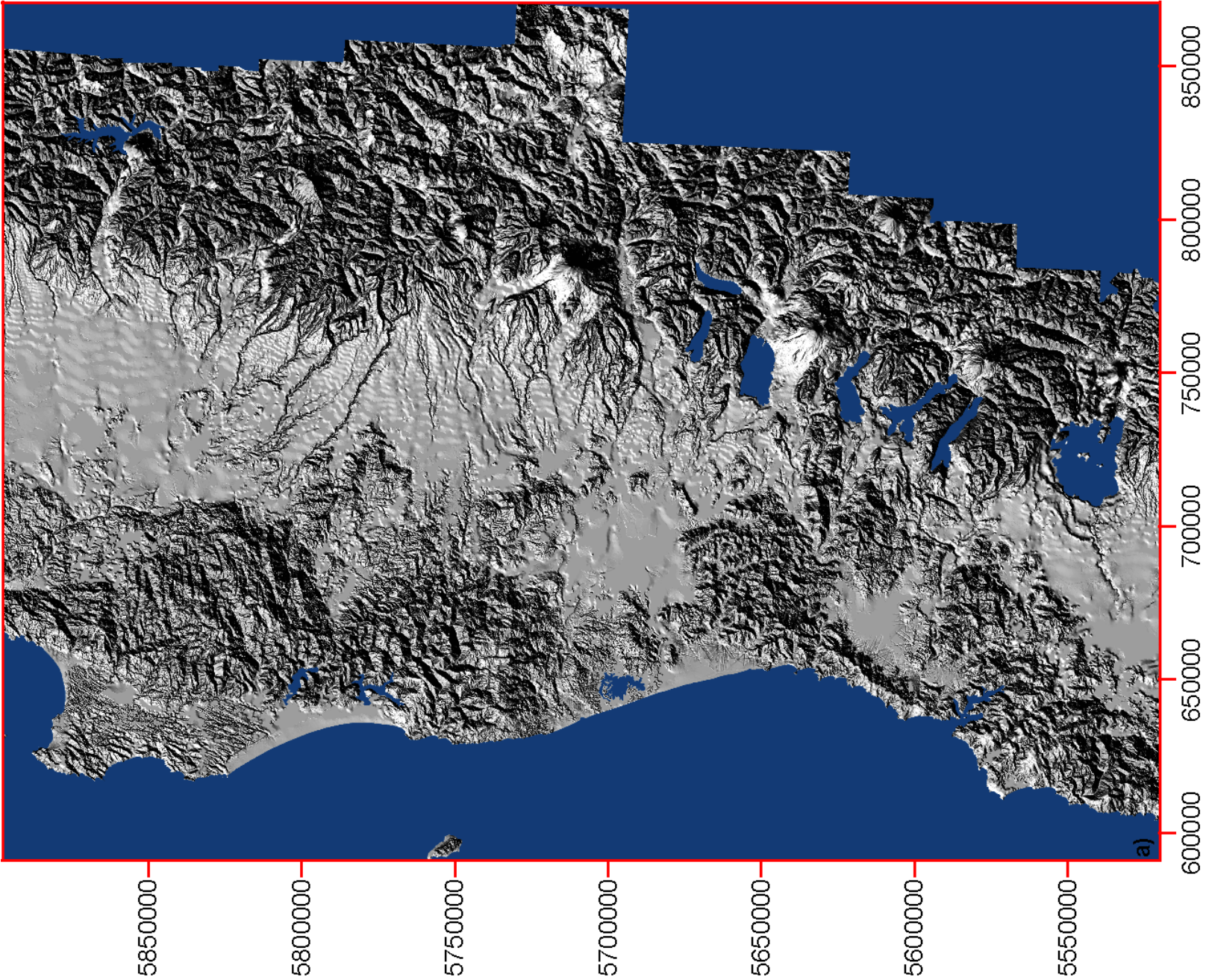


Abb. 5-1: 3D-Modell des Untersuchungsgebietes.
a) shaded-relief Darstellung (Koordinaten UTM Zone 18), blau eingefärbt sind Bereiche ohne Daten: östlich des 3D-Modells Argentinien, westlich der Pazifik, innerhalb des 3D-Modells größere Seen (LINDHORST, in Vorb.).
b) Lineamentanalyse (durchgezogene Linien stehen für sehr markante Lineamente, gestrichelte Linien für weniger markante).
c) Topographisches Querprofil auf Höhe 5850000 (37°30' S) mit morphotektonischen Einheiten und struktureller Interpretation der Übergänge zum Längstal.

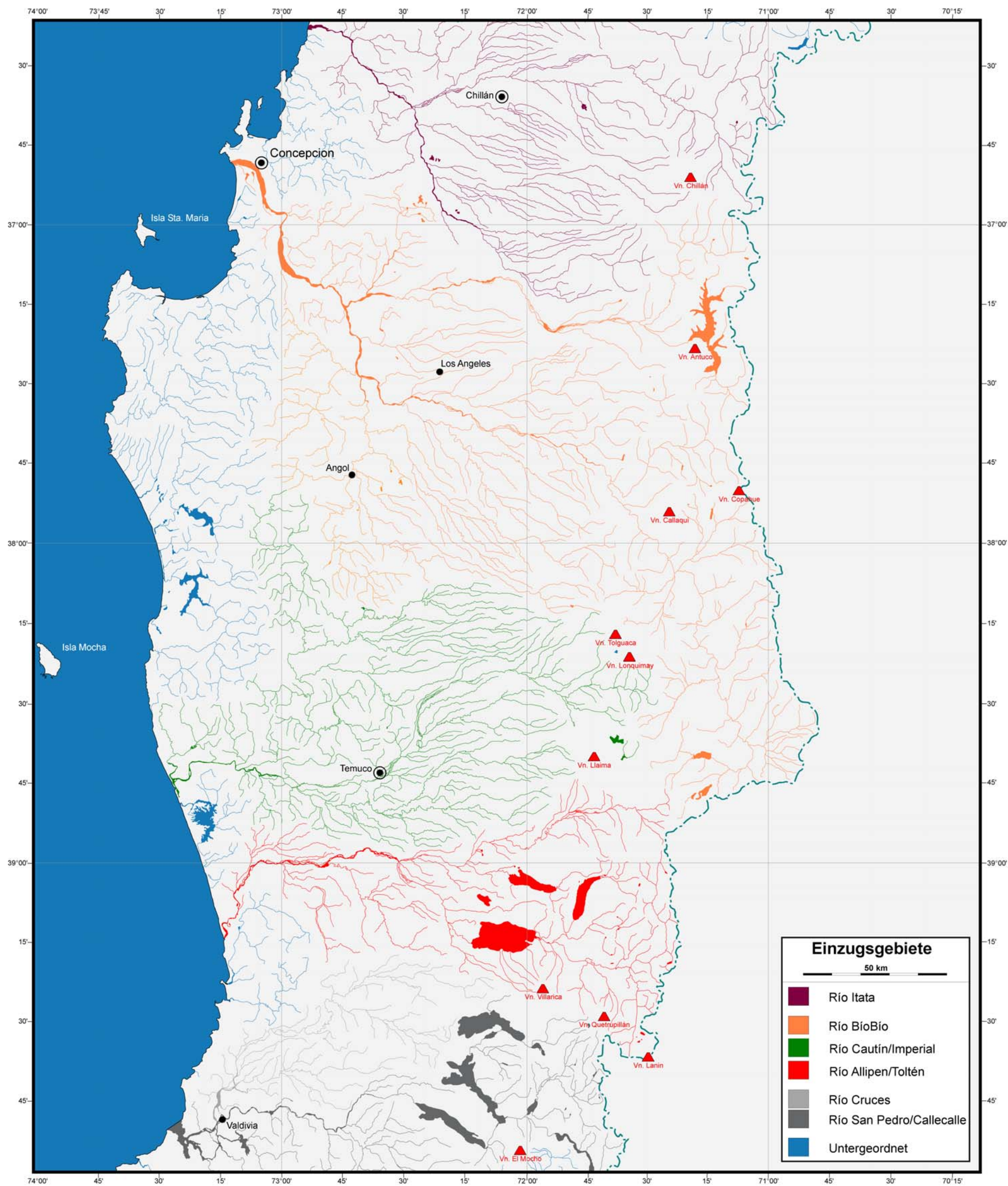


Abb. 5-2: Flusssystem des Untersuchungsgebietes mit den Einzugsgebieten der wichtigsten Flüsse (LINDHORST, in Vorb.). Sedimentologische Untersuchungen und eine Analyse statistischer Parameter wurden an den Flüssen BioBio, Cautín/Imperial und Allipen/Toltén durchgeführt (s. Text und Anhang D).

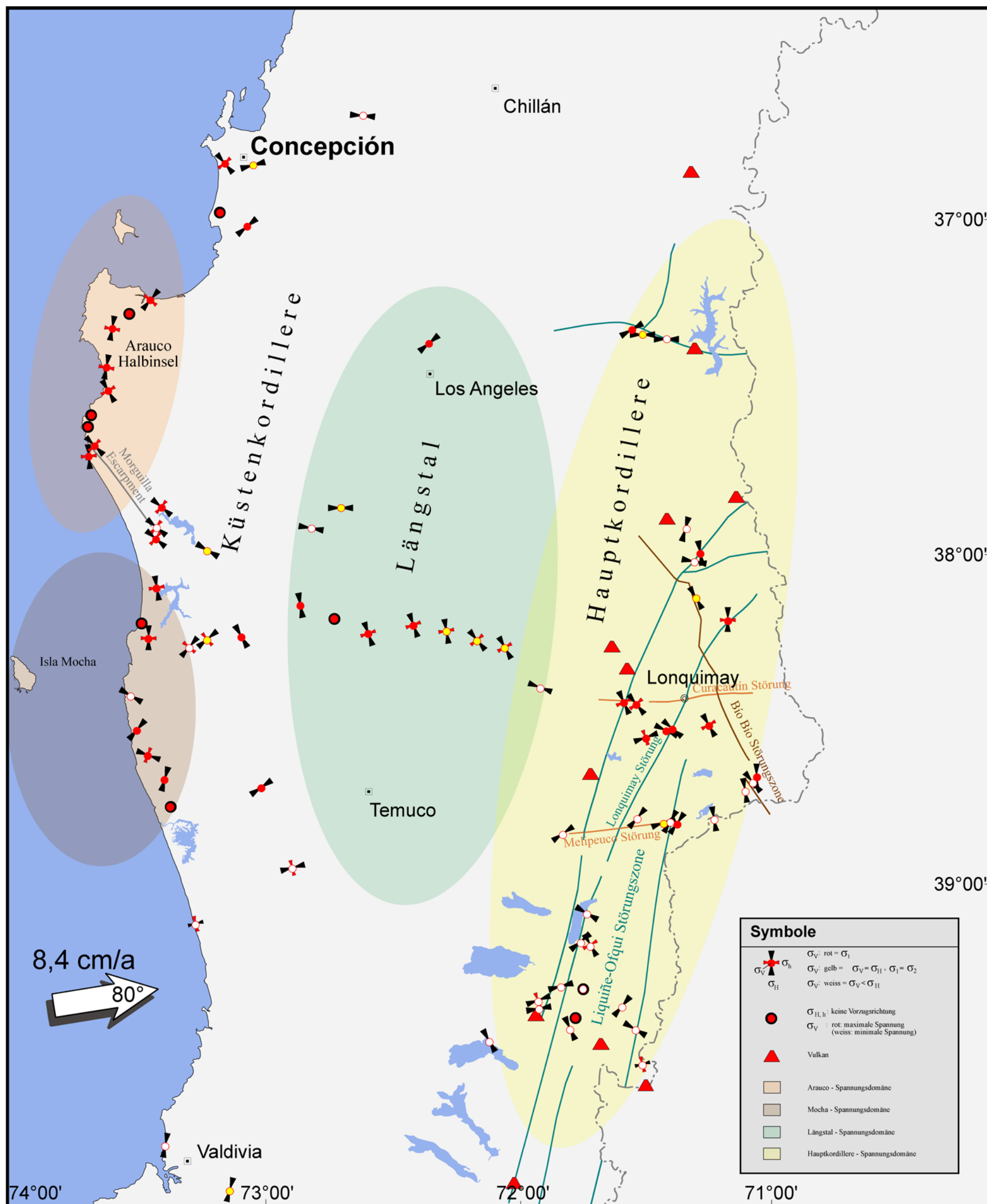
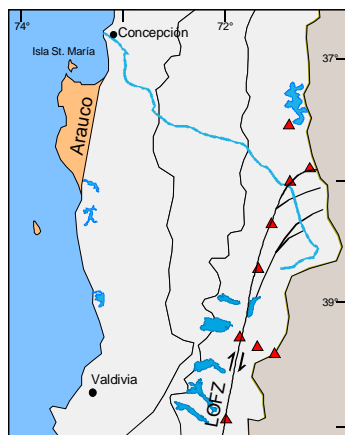


Abb. 5-3: Orientierung der mit dem Cereskop gemessenen maximalen aktiven Hauptspannungsrichtungen im Arauco-BioBio-Trench-Arc-System (verändert nach REUTHER et al. 2003). Der große Pfeil repräsentiert die heutige Konvergenz zwischen der Nazca- und der Südamerika Platte (NUVEL 1-Modell, DEMETS et al. 1994).

5.2 Ergebnisse und Modelle der Halbinsel Arauco



5.2.1 Morphotektonik

Die Halbinsel Arauco zeigt eine relativ flache Topographie und steht damit im Gegensatz zur östlich anschließenden Küstenkordillere (Abb. 5-1). Die höchsten Punkte der Halbinsel liegen mit ca. 380m an ihren NW Ende (Punta Lavapié) und die Höhen nehmen nach SE hin ab. Arauco wird von sehr prägnanten NNE-SSW streichenden Lineamenten durchschnitten (Abb. 5-4). In gleicher Richtung verläuft der streckenweise sehr scharfe Übergang zur Küstenkordillere. Südlich wird Arauco von einem auffälligen NW-SE streichenden Lineament begrenzt, das einen Steilhang widerspiegelt.

Das sehr prägnant ausgebildete parallele Flussnetz (Abb. 5-2) wird durch eine Anpassung an die NNE-SSW streichenden Lineationen und ein Gefälle nach Süden und Norden vom Zentrum der Halbinsel ausgehend gebildet. Die wenigen Flüsse, die nicht innerhalb dieses Lineamentsystems fließen, sondern nach Westen entwässern, haben keinen geraden Verlauf, sondern

wechseln häufig ihre Orientierung innerhalb eines rechtwinkligen Gewässernetzes oder mäandrieren. Die einzige ins Auge fallende Wasserscheide auf Arauco befindet sich im südlichen Bereich ca. E-W streichend parallel zum Río Lebu. Südlich davon ist das parallele Flusssystem noch dominanter als auf dem Rest der Halbinsel. An dem NW-SE streichenden Steilhang vereinigen sich am Top jeweils mehrere Flüsse, die NNE-SSW Richtung bleibt aber auch an dem steilen Abhang erhalten.

Die Strukturierung der Halbinsel Arauco wird somit von den bereits aus der sedimentologischen Beschreibung (Kap. 2.3.3) bekannten Lineamenten in NNE-SSW Richtung und NW-SE gerichteten Schwellen und Lineamenten dominiert.

Die NNE-SSW streichende Richtung gibt der Halbinsel Arauco und den zugehörigen Schelfbereichen eine parallel zu den übrigen geodynamischen Einheiten verlaufende Orientierung. Die aus den seismischen Profilen bekannte langanhaltende Aktivität als Abschiebungen während des Tertiärs (s. Abb. 2-9) konnte durch Geländestudien bis in das Quartär hinein bewiesen werden (BOETTCHER 1999a). So wird z.B. die Isla St. Maria an der Westküste durch eine quartäre Abschiebung in NNE-SSW Richtung begrenzt. Die Auffälligkeit der Lineamente im Satellitenbild/3D-Modell und das Einschneiden der Flüsse besonders im Südtail der Halbinsel sprechen auch für eine junge Aktivität dieser Störungen. Die sehr geradlinig in NNE-SSW Richtung verlaufende Begrenzung zur Küstenkordillere, die zusätzlich eine ausgeprägte morphologische Stufe bildet, lässt einen Zusammenhang zu jungen tektonischen Bewegungen an dieser Stelle vermuten. Im Gelände konnten jedoch wegen der starken Erosion und dichten Vegetation von mir keine Hinweise auf neotektonische Aktivität gefunden werden.

NW-SE streichende Lineamente und Schwellen werden aufgrund ihrer Parallelität zu spätpaläozoischen Strukturen Verwerfungen in der metamorphen Beckenbasis zugeordnet, deren Reaktivierung anscheinend Krustenverdickungen bewirkte. Die resultierenden Schwellen treten nicht nur auf der Halbinsel Arauco (s. a. Abb. 2-9) auf, sondern vor allem auf der angrenzenden Schelfplattform. Die Isla Mocha sowie die Isla St. Maria liegen auf einer solchen Schwelle. Die diese separierenden Canyons folgen gleichfalls der NW-SE Richtung (Bíobío Canyon, Lleulleu Canyon). Auf Arauco bildet neben dem NW-SE erstreckten Horstblock von Lavapié (s.a. Abb. 5-4) und der Lebu Schwelle der Steilabbruch (*escarpment*), der die Arauco Halbinsel im Süden begrenzt, die auffälligste Struktur in NW-SE Richtung. Dieser „Morguilla Escarpment“ genannte Steilhang (REUTHER & OBERMEYER 2003) trennt plio-pleistozäne Terrassen im Norden von einem holozänen Dünengürtel im Süden und erstreckt sich bis zu 100m hoch über mehrere Zehnerkilometer in NW-SE Richtung.

Untergeordnet treten NE-SW bis ENE-WSW streichende Lineamente auf, die sowohl auf Arauco als auch verstärkt in den Buchten nordöstlich der Halbinsel (Colcura, Coronel) vorkommen und sich in die Küstenkordillere hinein erstrecken. Diese zeigen z.T. große vertikale Versätze wie z.B. die „Cordillera-Störung“ (FUENTES, pers. Mitt. 1996 in BOETTCHER 1999b), die untermeerisch im Golf von Arauco verläuft und sich in der Bucht von Colcura an Land fortsetzt und sogar durch einen Versatz des Grundgebirges den Unterlauf des Río Bíobío beeinflusst (Abb. 5-4). Die Anordnung der zugehörigen Luftbild Lineationen und deren Versätze lassen die Vermutung zu, dass es sich bei diesen Lineamenten um Schrägabschiebungen mit dextraler Komponente handelt (BOETTCHER 1999b). Das Alter der Bewegungen ist unklar. Aufgrund der Parallelität zu syndimentären triassischen Strukturen (HERVÉ 1977) ist wahrscheinlich, dass diese Störungen in der Trias angelegt und seitdem mehrfach reaktiviert wurden (BOETTCHER 1999b). Die den Horstblock von Lavapié südöstlich begrenzende Störung gleicher Orientierung ist im Luftbild als scharfe Grenze zu identifizieren, die auf eine junge Aktivität dieses Lineaments und parallel verlaufender Störungen als Schrägabschiebungen hinweist.

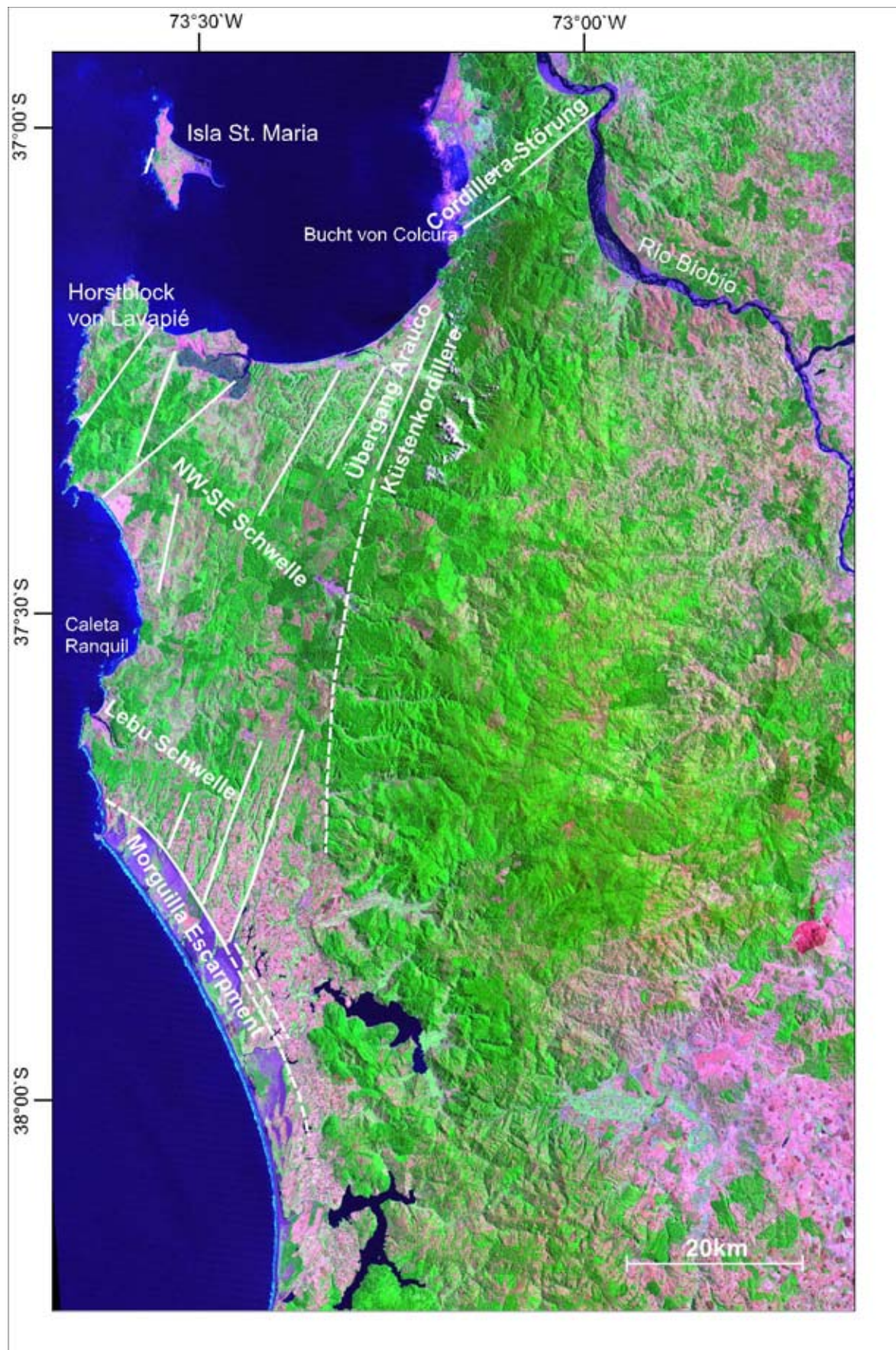


Abb. 5-4: Satellitenbild (Landsat TM 7-4-2 RGB) der Arauco Halbinsel und angrenzender Bereiche. Weiße Linien zeigen Beispiele der im Satellitenbild zu sehenden Lineationen. Im Text benutzte Störungsnamen (fett) und Lokationsnamen (normale Schrift) sind angegeben.

5.2.2 Paläospannungsanalyse

Kleintektonische Untersuchungen auf der Halbinsel Arauco zeigen ein komplexeres Deformationsmuster als von der großräumigen morphotektonischen Analyse her angenommen. Die Daten der in Abb. 5-5 dargestellten Paläospannungsanalyse stammen aus der Doktorarbeit von Maïke BOETTCHER (1999a). Eigene Geländeuntersuchungen wurden nur im Südwestteil der Halbinsel Arauco durchgeführt. Die Übernahme der Daten von BOETTCHER (1999a/b) ist problematisch, weil die Lineare auf den Störungsflächen nicht im Gelände eingemessen wurden, sondern aufgrund der Bewegungssinne an den Störungen nachträglich konstruiert wurden. Dabei wurde davon ausgegangen, dass reine Abschiebungen, Überschiebungen und Seitenverschiebungen stattfanden. Eigene Untersuchungen in angrenzenden Bereichen ergaben aber, dass diese Annahme für diese Region unrealistisch ist, da auch an der Oberfläche häufig schräge Bewegungen beobachtet werden können. Dennoch stellen die Daten von BOETTCHER (1999b) eine grobe Wiedergabe der verschiedenen Spannungszustände dar. Aufgrund der Problematik der einzelnen Datenpaare werde ich nur die aus den Störungen abgeleiteten kompilierten Spannungsfelder als Pseudo-Herdflächenlösung vereinfacht darstellen (Abb. 5-5). Die zugrundeliegenden Daten wurden hauptsächlich auf eozänen und miozänen Strandplattformen eingemessen. Eine exakte zeitliche Abfolge, vor allem für jüngere Zeiträume, war somit nicht möglich. Durch diverse gegenseitige Überschneidungen der Störungen wurde aber deutlich, dass sich die Spannungsfelder mehrmals episodisch miteinander abgewechselt haben müssen (BOETTCHER 1999a). Das steile Einfallen der meisten Störungsflächen begünstigte deren Reaktivierung sowohl als Abschiebungen als auch als Blattverschiebungen innerhalb der verschiedenen Spannungsfelder.

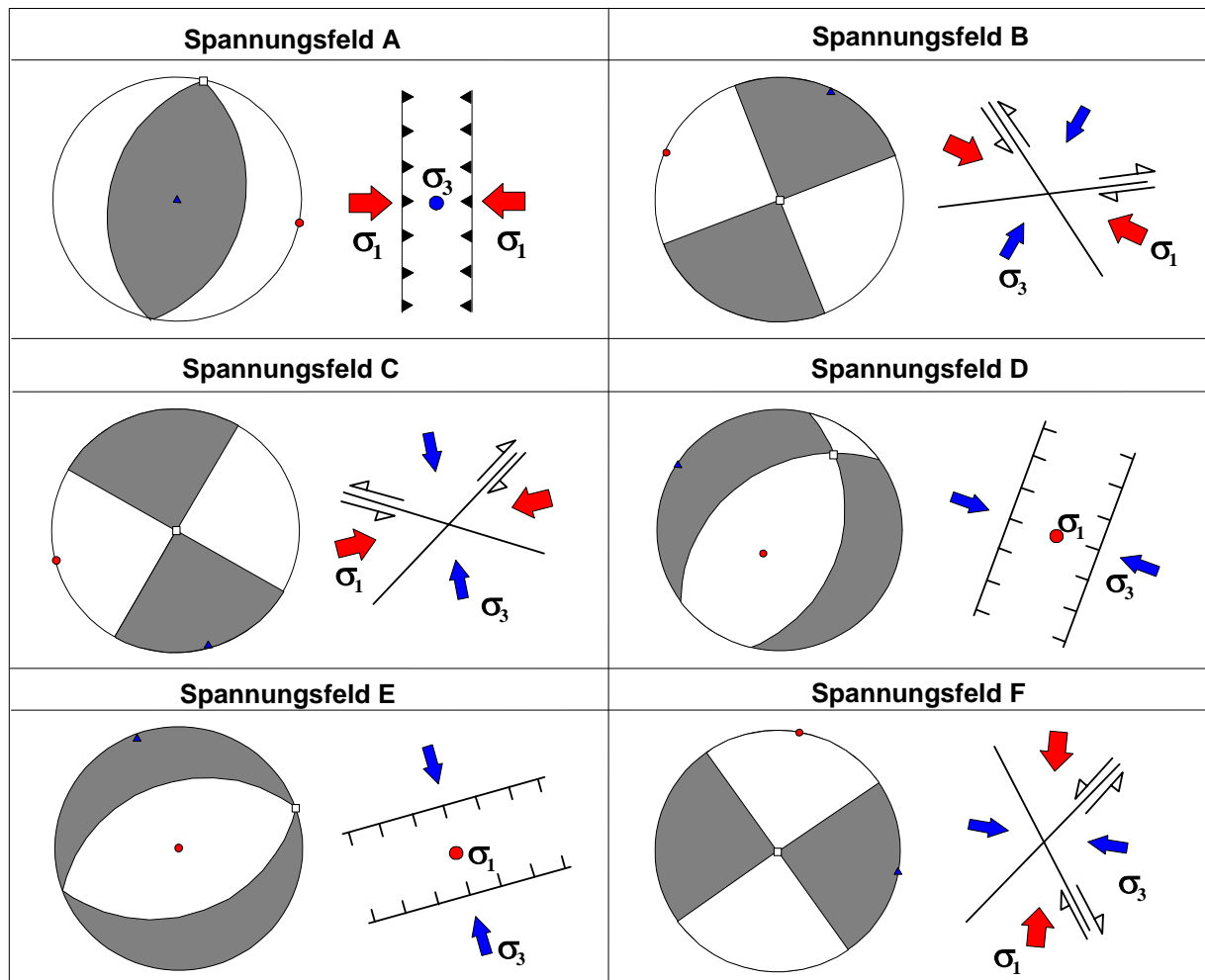


Abb. 5-5: Anhand kleintektonischer Strukturen identifizierte Spannungsfelder auf der Halbinsel Arauco, verändert nach BOETTCHER (1999b).

Darstellung als Pseudoherdflächenlösung mit den drei Hauptspannungsrichtungen des Spannungszustandes (\bullet σ_1 \square σ_2 \blacktriangle σ_3), graue Farben zeigen extensive Quadranten, weiße Farben kompressive Quadranten an. Zusätzlich sind die diesen Spannungsfeldern zugrundeliegenden Störungen schematisch dargestellt.

Die Auswirkungen eines in einer Subduktionszone nahe der Küste zu erwartenden kompressiven Spannungsfeldes, welches die Konvergenz zwischen den Platten widerspiegelt, konnte nur untertage in ca. 800m tiefen Stollen der Kohleminen Lota und Lebu beobachtet werden (Spannungsfeld A, Abb. 5-5). Die Überschiebungen zeigen eine Einengung senkrecht zur Tiefseerinne (ENE-WSW) und zeigen damit eine Partitionierung des Konvergenzvektors an. An der Oberfläche sind unter dieser Einengungsrichtung Seitenverschiebungen zu beobachten (Spannungsfeld B), die auf den Einfluss einer zunehmenden gravitativen Spannung zurückzuführen sein müssen. Diese Störungen sind im Datensatz sehr häufig und zeigen auch Einengungsrichtungen parallel zur Plattenkonvergenz (WSW-ENE, Spannungsfeld C). In Phasen starker Hebung, also zunehmender gravitativer Komponente und abnehmender horizontaler Einengung wurden Abschiebungen initiiert und reaktiviert, die sich an den NNE-SSW und ENE-WSW streichenden Störungen ausrichten (Spannungsfeld D und E). Die zu den Abschiebungen führenden Spannungsregime müssen von dem umgebenden durch die Plattenkonvergenz dominierten Spannungsfeld abgekoppelt sein, weil die kleinste Spannung (σ_3) häufig senkrecht zur Tiefseerinne orientiert ist, was normalerweise der Richtung maximaler Spannung entspräche.

Zusätzlich konnten in den strukturellen Daten Seitenverschiebungen mit NNE-SSW Einengung beobachtet werden (Spannungsfeld F). Diese zeigen gleichfalls keinen Zusammenhang zur Konvergenz, sondern weisen eher darauf hin, dass auch eine Tiefseerinnen-parallele Einengung eine Rolle bei der kinematischen Entwicklung der Halbinsel Arauco spielt.

Die kurze eigene Geländebegehung im Südwesten der Halbinsel Arauco ergab einen limitierten Störungsdatensatz und einige sedimentologische Beobachtungen. Ein Aufschluss in der marinen Ranquil Formation in der Nähe ihrer Typlokalität (Caleta Ranquil, s. Abb. 5-4) zeigt z.B. die schon aus der generellen sedimentologischen Beschreibung abgeleitete Mobilität des Ablagerungsraumes. Der untere Bereich des Aufschlusses (Abb. 5-6) wird von Tonen gebildet, die als eckige Blöcke innerhalb einer sandigeren Matrix vorliegen und von sedimentären Gängen (*neptunian dikes*) und Spalten durchsetzt sind. Benachbarte Lokalitäten mit entsprechend toniger Ausbildung wurden aufgrund des Fossilinhaltes von NIELSEN (2003) als Tiefwasserfazies beurteilt. Benthische Foraminiferen deuten sogar auf Ablagerungstiefen > 1500m hin (Arten als Indikatoren für das mittlere bis untere Bathyal: *Bathysiphon*, *Melonis*, *Osangularia*, *Pleurostomella*, *Siphonodosaria* und *Sphaeroidina*, FINGER et al. 2003). Es muss jedoch noch geklärt werden, ob diese Tiefenangaben eventuell auch im Zusammenhang mit *upwelling* stehen können (NIELSEN 2003). Es treten auch Fossilien auf, die spezifisch für die Schelfkante oder das obere Bathyal sind.

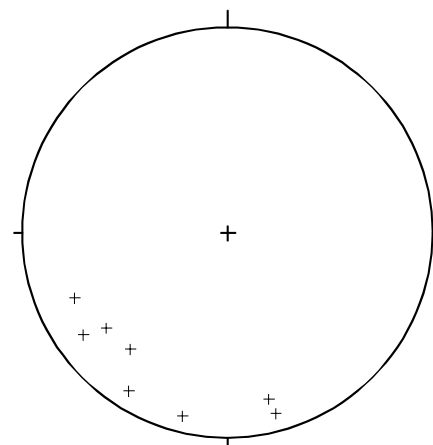


Abb. 5-6: Aufschluss A1 in der miozänen Ranquil Formation an der Westküste Araucos mit sedimentären Gängen und Abschiebungen (Hammer als Maßstab). Das Schmidt'sche Netz (oben) zeigt die Polpunkte der gemessenen NW-SE bis E-W streichenden und nach NE bis N einfallenden Abschiebungen.

Überlagert wird dieser Bereich von Sandsteinen, die das gleiche Material wie die Sande innerhalb der Gänge darstellen. Sowohl die Spalten- und Gangfüllungen als auch die überlagernden Sande enthalten Fossilien (z.B. Fissurellen), die Anzeiger für Flachwasser bzw. für den Gezeitenbereich sind sowie Strandgerölle (BANDEL, pers. Mitt. 2001, NIELSEN 2003). Diese Hinweise auf sehr verschiedene Faziesbereiche innerhalb der miozänen sedimentologischen Abfolge könnten mit einer hohen tektonischen Mobilität oder großen Hangrutschereignissen erklärt werden. An dem aktiven südzentralchilenischen Plattenrand ist ein bedeutender Transport an dem sehr steilen Kontinentalhang (s.a. Kap. 2.3.1) mit zusätzlicher Auslösung von Hangrutschen durch seismische Ereignisse anzunehmen. Zur Erklärung der im Aufschluss A1 und der weiteren Umgebung angetroffenen geologischen Abfolge müsste jedoch ein extrem großes, intern erhaltenes Schichtpaket den Kontinentalhang herabtransportiert worden sein, so dass eine tektonische Ursache (Hebung der Tone vor Ablagerung der Sande) realistischer erscheint.

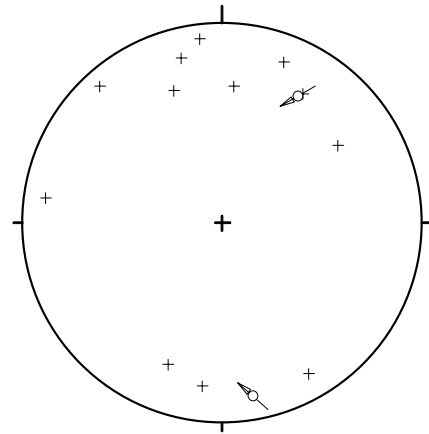


Abb. 5-7: Abschiebungen in quartären Sedimenten auf der Arauco Halbinsel (kompiliert aus A2, A3, A4, A12).

Die miozänen Ablagerungen und Gänge wurden an NW-SE streichenden Abschiebungen mit Beträgen bis zu 50cm versetzt. Die Störungen zeigen nach oben abnehmende Versätze, was für eine mehrfache Reaktivierung spricht. Im Hangenden fiedern die Störungen auf, so dass der Versatz auf mehrere Zweigstörungen verteilt wurde. Es sind Scherzonen gleicher Orientierung aufgeschlossen. Die Abschiebungen könnten als Reaktion auf eine Hebung der tonigen Abfolge interpretiert werden.

Untergeordnet finden sich Hinweise auf dextrale Bewegungen an NNE-SSW streichenden Störungen in Ablagerungen der Ranquil Formation. Quartäre Ablagerungen zeigen jedoch nur noch abschiebende Bewegungen an den NNE-SSW Störungen sowie an den NW-SE bis E-W streichenden Abschiebungen (Abb. 5-7). Eine dextrale Komponente könnte aber durch die Abwesenheit einmessbarer Lineare auch im Datensatz übersehen werden.

5.2.3 Neotektonik

Wie bereits in Kapitel 3.1 beschrieben gehört Arauco zu den seismisch aktivsten Bereichen des Arauco-Bíobío Trench-Arc-Systems aufgrund der Lage oberhalb der seismischen Koppelzone und den Spannungskonzentrationen zwischen zwei verschiedenen Subduktionssegmenten (z. B. CIFUENTES 1989).

Die tektonischen Untersuchungen beweisen, dass auch an der Oberfläche neotektonisch aktive Störungen auftreten und dass zumindest NNE-SSW streichende Störungen und das Morguilla Escarpment in der jüngsten geologischen Vergangenheit als Abschiebungen aktiv waren. Cereskopmessungen zeigen, dass auch eine rezente Aktivität dieser Störungsrichtungen aus der Orientierung des Spannungsfeldes abgeleitet werden kann (Abb. 5-8). Die maximale Hauptspannung (σ_1) ist auf der Halbinsel Arauco vertikal ausgerichtet, während die maximale horizontale Spannung (σ_2) parallel zu den NNE-SSW und NE-SW streichenden Abschiebungen und Tälern verläuft. σ_3 ist horizontal und etwa senkrecht zur Tiefseerinne orientiert. Dieses Spannungsfeld entspricht einer möglichen aktiven Dehnung an den NNE-SSW streichenden Abschiebungen. Im Bereich des Morguilla Escarpments zeigen starke Emissionen elektromagnetischer Wellen aktive Bruchvorgänge an. Die maximale horizontale Spannung (σ_2) schwenkt in eine Orientierung parallel zum Escarpment ein und zeigt damit eine rezente Aktivität dieser Störung als Abschiebung an.

5.2.4 Kinematische Interpretation

Die Abschiebungen und die damit korrelierbaren abrupten Subsidenzbewegungen, die sich in der Sedimentfolge abzeichnen, führe ich auf das gravitative Zergleiten eines Forearc-Keils zurück. Bereits BOETTCHER (1999a) war davon ausgegangen, dass die Bewegungen und die sich abwechselnden Spannungsfelder auf Arauco durch Keilprozesse gesteuert werden. Sie nahm aufgrund der speziellen tektonischen Entwicklung auf Arauco an, dass nur der Bereich zwischen der Halbinsel und der Tiefseerinne einen Forearc-Keil bildet, der östlich von der nicht in diese Deformation einbezogenen Küstenkordillere begrenzt wird. Die Untersuchungen in dieser Arbeit zeigen jedoch, dass auch andere Küstenabschnitte im Süden der Halbinsel Arauco und Bereiche der Küstenkordillere dieser Keildynamik unterliegen. Der Forearc-Keil beinhaltet somit den gesamten äußeren Forarc und das Modell wird daher erst nach der Darstellung und Diskussion der Ergebnisse in der Küstenkordillere vorgestellt (Kap. 5.3.3).

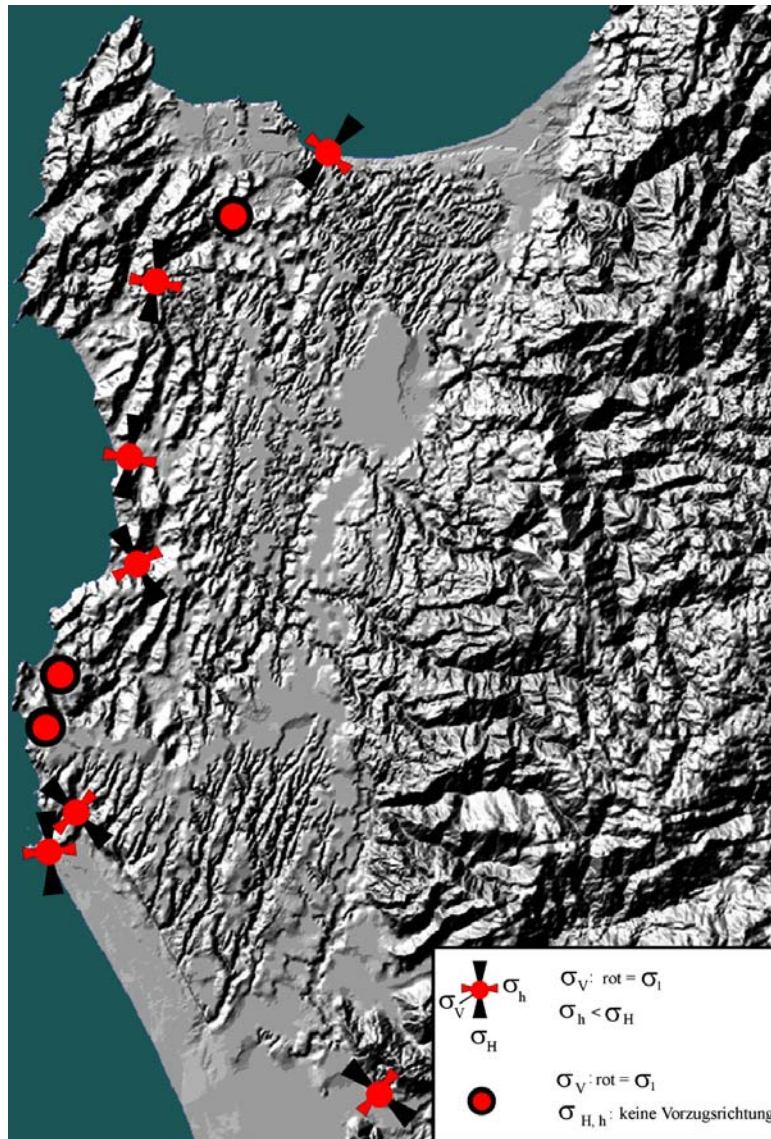
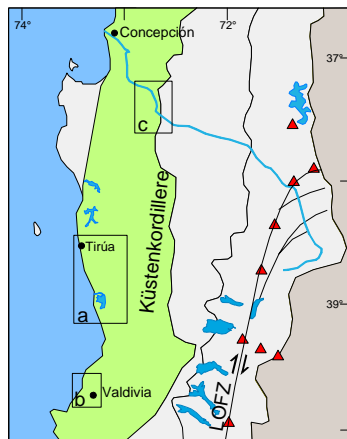


Abb. 5-8: 3D-Modell der Arauco Halbinsel mit Cereskopdaten. Alle Cereskopmessungen zeigen, dass auf Arauco die maximale Spannung vertikal gerichtet ist (σ_v – Kreis in der Mitte rot). Die maximale Horizontalspannung (σ_H – schwarz) orientiert sich an Tälern, die aktive Abschiebungen nachzeichnen. Zum Teil gleichen sich die Horizontalspannungen in der Magnitude und es kann daher keine Vorzugsrichtung in der horizontalen Ebene bestimmt werden.

5.3 Ergebnisse und Modelle der Küstenkordillere



Die paläozoischen Gesteine der Küstenkordillere eigneten sich aufgrund mangelnder Datierungsmöglichkeiten nicht für neotektonische Untersuchungen. Die in diesem Kapitel vorgestellten Ergebnisse basieren daher auf tektonischen Untersuchungen in Sedimenten miozänen bis holozänen Alters, die das Paläozoikum an einigen Stellen überlagern, sowie der Auswertung von 3D-Modellen und Luftbildern.

5.3.1 Morphotektonik

Das 3D-Modell (Abb. 5-1) zeigt deutlich, wie unterschiedlich die morphologische Ausbildung der Küstenkordillere im Arbeitsgebiet ist. Im nördlichen Teil zeigt sie östlich von Arauco in der Cordillera de Nahuelbuta mit bis zu 1533m die höchsten Erhebungen dieses Gebirges in der gesamten Region. Die Abgrenzung zum östlich anschließenden Längstal ist in diesem Bereich relativ scharf und am besten an zwei N-S streichenden Abschnitten

des Río Bío-Bío nachzuvollziehen (s.a. Abb. 5-16b). Die Cordillera de Nahuelbuta wird von hauptsächlich ENE-WSW streichenden Lineamenten gequert, deren Ursache im Zusammenhang mit triassischen Strukturen stehen können (HERVÉ 1977). Eine zahlenmäßig untergeordnete aber sehr prägnante Richtung stellen NNW-SSE und NW-SE streichende Lineamente dar, die zum großen Teil Kontakte zwischen den verschiedenen paläozoischen metamorphen und plutonischen Einheiten und damit wahrscheinlich alte Störungszonen darstellen, zu denen auch die Gastre Störung gehört. Die sehr gerade Ausrichtung dieser Lineamente in den generell stark verwitterten Gesteinen der Küstenkordillere ist jedoch bemerkenswert.

Südlich der Gastre Störung sind diese Richtungen wahrscheinlich u.a. wegen des lithologischen Kontrastes zwischen östlicher und westlicher Serie nur noch durch kurze Lineamente angedeutet. Nördlich des Río Imperial treten nur noch kurze N-S streichende Lineamente auf. Die Höhe der Küstenkordillere nimmt nach Süden hin ab, erreicht aber in dem Segment bis 38°30'S noch über 800m. Eine scharfe Abgrenzung zum Längstal ist südlich der Gastre Störung aus der topographischen Ausbildung heraus nicht mehr nachzuvollziehen. Ein Keil quartärer Längstalsedimente ist in den Übergang zwischen den durch die Gastre Störung getrennten Segmenten eingedrungen (s.a. geologische Karte, Abb. 2-1). Auf dieser Höhe dringen die Plutonite der Küstenkordillere dafür aber weit nach Osten in das Längstal vor. Dieser Bereich wird in der Literatur als Horst von Collipulli bezeichnet, obwohl die einen Horst begrenzenden Abschiebungen nie beschrieben wurden.

In dem südlich anschließenden Bereich zwischen den Flüssen Imperial und Toltén ist die Topographie und die Breite der anstehenden paläozoischen Gesteine auf ca. 400m und 25km Breite reduziert und sie sind von mächtigen quartären fluviatilen Sedimenten umgeben. Dieser Bereich muss schon lange als flacher Korridor innerhalb der sonst eine Barriere bildenden Küstenkordillere existiert haben, weil an ihm z.B. marine Sedimente des Miozäns bis ins Längstal vorgedrungen sind. Ausserdem zeigen die Flüsse und ihre Ablagerungen, dass durch diesen Korridor auch im Pleistozän mächtige Sedimentmassen von der Hauptkordillere an die Küste transportiert wurden. Es gibt nur wenig auffällige Lineamente in verschiedenen Richtungen, von denen nur die NE-SW Richtung ausser der durch die E-W Erstreckung der Flüsse angedeuteten Großlineamente öfter auftritt.

Südlich des Río Toltén erreicht die Küstenkordillere wieder Höhenwerte von bis zu 700m nördlich Valdivia. Die Lineamente sind in diesem Abschnitt nicht so stark ausgeprägt wie in der Cordillera de Nahuelbuta. Sie zeigen NNE-SSW Orientierungen, die den Verlauf der Küstenkordillere dort kontrollieren und NW-SE streichende Richtungen. Auch hier verlaufen die Hauptflusstäler in E-W Richtung, haben aber nur schmale Korridore geschaffen und lassen daher nicht unbedingt auf zugrundeliegende Großlineamente schließen.

Trotz der beschriebenen Unterschiede der Lineationsorientierungen in den verschiedenen Abschnitten der Küstenkordillere dominieren in der Luftbildauswertung insgesamt NE-SW und NW-SE streichende Lineamente. Diese sind z.T. scharf und prägnant ausgebildet und deuten eine Assoziation mit vertikalen Versätzen an. Die zu diesen Lineamenten zählende Gastre Störungszone zeichnet sich ebenfalls eindeutig im Luftbild ab. Flussläufe orientieren sich an einzelnen geraden Abschnitten der Störungszone. Strukturelle Hinweise auf eine junge Aktivität der Gastre Störung konnten jedoch innerhalb der Küstenkordillere nicht gefunden werden, während die Beweise für eine Aktivität im Paläozoikum oder Mesozoikum zahlreich sind (s.a. Kap. 2.3.4).

Die Küstenkordillere zeigt ein für metamorphe Gesteine typisches feindendritisches bis grobdendritisches Flussnetz, das durch verschiedene Vorzugsrichtungen überprägt wird (s. Abb. 5-2). Dieses dendritische Netz

wird durch die großen, hauptsächlich E-W verlaufenden Ströme wie dem Río Imperial oder Río Toltén gequert, die sich ein breites, mit quartären Sedimenten gefülltes Flussbett geschaffen haben.

Die Feinheit des dendritischen Netzes ist lokal sehr unterschiedlich. Auffällig sind sehr feindendritische Bereiche, wie z.B. nördlich des Río Imperial, am Lago Budi und nördlich des Río Toltén, die nicht immer einen Zusammenhang zum Untergrundmaterial zeigen. Feindendritische „Inseln“ zeigen sich auch im Übergang zum Längstal im gesamten Verlauf der Küstenkordillere. Einzelne Bereiche mit radialem Flussnetz treten zwischen dem Río Imperial und Tirúa auf.

Die bereits erwähnten lokal anzutreffenden Vorzugsrichtungen der Flüsse, zeigen in den verschiedenen Abschnitten der Küstenkordillere unterschiedliche Richtungen. Während direkt südlich des Río Bíobío eine N-S Richtung vorherrscht, treten schon wenig weiter südlich eher ENE-WSW und untergeordnet E-W Orientierungen auf. Diese erstrecken sich bis auf Höhe des Lago Lleulleu. Ab Tirúa herrscht in Nähe der Küste eine NNE-SSW Richtung vor, die auch von den küstennahen sehr geraden Abschnitten des Río Toltén nachgezeichnet wird. Nach Osten hin geht sie in eine NW-SE Richtung über. Nördlich von Valdivia tritt eine NE-SW Orientierung auf.

Es gibt nur wenige auffällige Wasserscheiden, weil die Küstenkordillere an vielen Stellen so stark erodiert und überprägt ist, dass kein einheitlicher zentraler Höhenzug vorhanden ist. Nur in der Cordillera de Nahuelbuta auf Höhe Araucos kann noch eine N-S streichende Wasserscheide gefunden werden, deren Verlauf nach Süden hin unregelmäßiger wird. Der Gebirgszug nördlich Valdivias zeigt eine NNE-SSW streichende Wasserscheide nahe der Küste.

5.3.2 Paläospannungsanalyse und Neotektonik

Die Untersuchungen in der Küstenkordillere konzentrierten sich im wesentlichen auf drei Schlüsselregionen, die nach ihrer Wichtigkeit für das in dieser Arbeit entwickelte kinematische Modell vorgestellt werden:

a) Tirúa bis Lago Budi (Abb. 5-9):

Südlich der Hafenstadt Tirúa wird das paläozoische Grundgebirge, das dort aus der westlichen Gesteinsserie besteht, im Westen zunehmend von jungen Sedimenten überdeckt. Diese Sedimente werden in der geologischen Übersichtskarte (s. Abb. 2-1) als Quartär eingestuft, sedimentologische Beschreibungen oder Datierungen lagen jedoch nicht vor.

Die untersuchten Sedimente sind größtenteils fluviatilen und besonders in der Nähe des Lago Budi lakustrinen Ursprungs. Sie zeigen einen sehr hohen Anteil an vulkanischer Asche, der stark verwittert den Zement der Sedimente bildet. Untergeordnet treten auch fast reine Aschelagen auf. Feinkörnige Zwischenlagen mit Fossilien, die ein marin beeinflusstes Ablagerungsmilieu anzeigen, können bis in eine Höhe von ca. 40m über NN beobachtet werden. Nahe des Río Imperial wird der untere Teil der sedimentären Abfolge durch mindestens 30m mächtige unverwitterte Konglomerate vulkanischen Ursprungs gebildet. Im oberen Bereich sind häufig Paläoböden eingeschaltet. Eine Korrelation von Leithorizonten ist nur im südlichen Bereich am Río Imperial bis zum Lago Budi möglich. Die an der Basis auftretenden Konglomerate weisen auf eine Verbindung mit einer der jüngeren pleistozänen Vereisungsphasen hin. Richtung Tirúa zeigen die Sedimente in topographisch höheren Lagen ähnliche Ablagerungsbedingungen, die auf ein Braided-river System mit kleineren Seen hinweisen, das von wenigen größeren Flüssen durchquert wurde. In Bezug auf das Alter können diese Ablagerungen aber nicht als direkt Überlagerndes zu den topographisch tiefer liegenden Ablagerungen des Río Imperial beurteilt werden. Das Vorhandensein mehrerer Erosions- und Ablagerungszyklen sowie der stark erodierten topographischen Ausbildung lassen erst auf ein tertiäres Alter dieser Abfolgen schließen (MARDONES, pers. Mitt. 2002). Einschaltungen von unverwitterten Konglomeraten und die geringe Verfestigung der Sedimente weisen jedoch eher auf ein quartäres Alter und die durch den aktiven Vulkanismus und das (Paläo-)Klima möglichen hohen Sedimentationsraten sowie die große Erosions- und Transportfähigkeit in Südzentralchile hin. Ich nehme daher an, dass die gesamte sedimentäre Abfolge, welche die Küstenkordillere in diesem Bereich überlagert und in der die tektonischen Strukturen aufgenommen wurden, in das Quartär zu stellen ist. Diese Vermutung wird dadurch untermauert, dass Ablagerungen oberhalb der Konglomerate sehr den als „Cancagua Formation“ bei Valdivia beschriebenen vulkanoklastischen Sedimenten ähneln. Nach PINO (2003) und WALLNER (2002) lassen sich diese Abfolgen korrelieren und somit zeitlich in das letzte Interglazial (ca. vor 40.000-125.000a) stellen. Die Steilküste wurde im Rahmen dieser Arbeit nur punktuell untersucht und könnte daher andere Alter aufweisen.

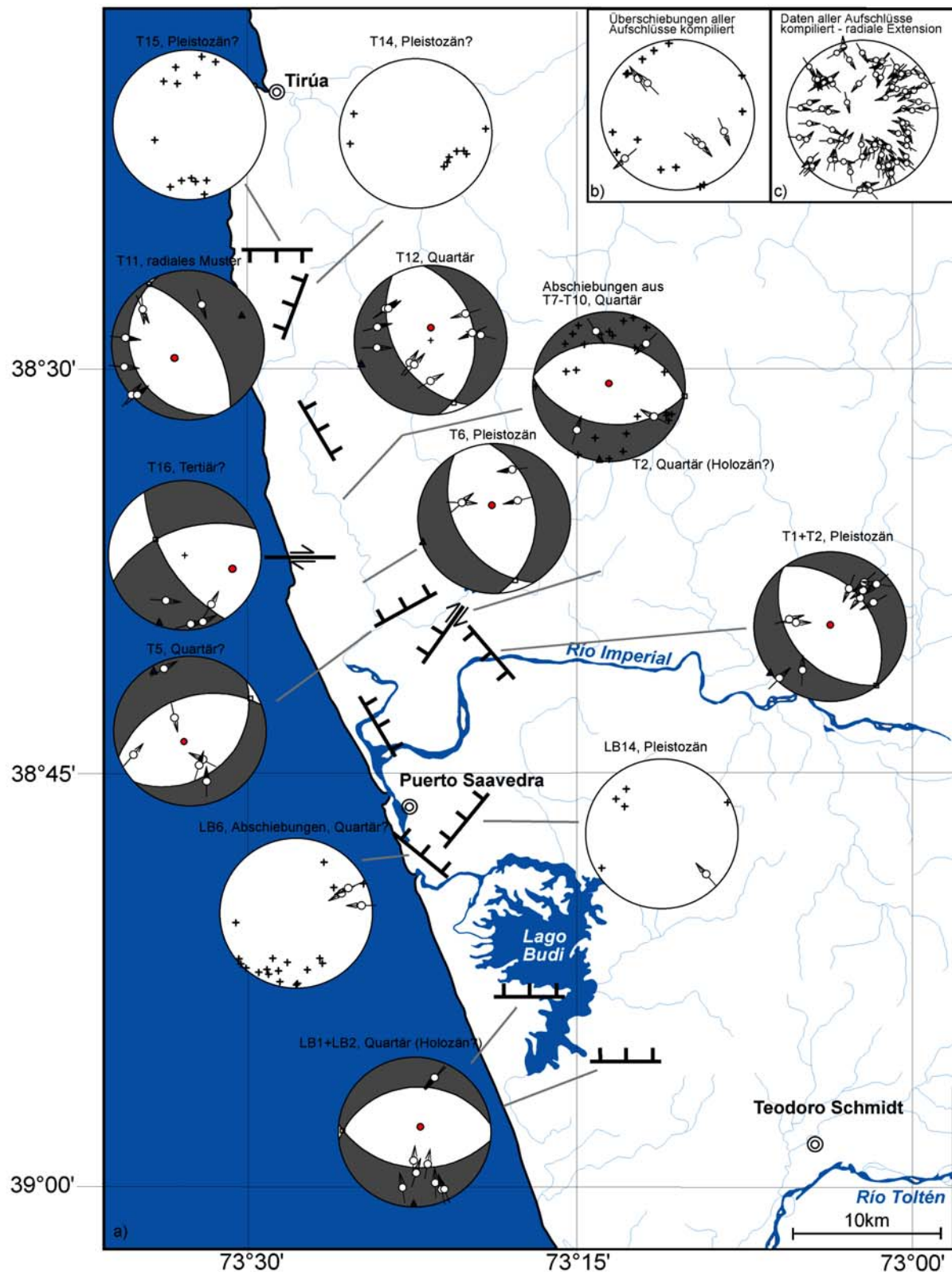


Abb. 5-9: Fault-striae Analyse in der Region zwischen Tirúa und dem Lago Budi.

a) Datenpräsentation einzelner Aufschlüsse mit den überwiegend vorkommenden Abschiebungen.

b) Kompilation aller in der Region gemessenen Überschiebungen.

c) Die Kompilation aller gemessener Abschiebungsdaten ergibt radiale Extension als quartäres Hauptdeformationsmuster der Region.

Die quartären subhorizontal lagernden Sedimente werden von unzähligen z. T. synsedimentären Abschiebungen versetzt (Abb. 5-10). Es wurden über 200 Abschiebungen mit und ohne Linear in 31 Aufschlüssen aufgenommen. In Abb. 5-9 ist die Fault-striae Analyse dargestellt. Sehr nah beieinander liegende Aufschlüsse gleichen Alters und gleichen Deformationsmusters wurden zusammengefasst. Die Auswertung zeigt, dass in manchen Aufschlüssen NE-SW oder NW-SE streichende Abschiebungen dominieren, von denen die NW-SE streichenden parallel zu der in diesem Abschnitt sehr gerade erstreckten Küste verlaufen. Im Gesamtbild aller Aufschlüsse (Abb. 5-9b) ist aber zu sehen, dass alle Abschiebungsrichtungen vorkommen. Das zusammengefasste Störungsmuster ähnelt damit einer radialen Extension oberhalb einer Aufwölbung.

Überschiebungen treten untergeordnet und hauptsächlich mit NE-SW Streichen auf (Abb. 5-9c). Zum Teil kann es sich um Einengungseffekte bei Raumproblemen nahe einer Abschiebung handeln; die Konsistenz der Orientierung der Störungsflächen in mehreren Aufschlüssen lässt aber auf kurze kompressive Perioden schließen. Die Versatzbeträge an diesen Störungen sind jedoch sehr gering (cm-Bereich), während die Abschiebungen Versätze bis zu mehreren Metern zeigen (s. Abb. 5-10).



a)



b)



c)



d)

Abb. 5-10: Beispiele für Abschiebungen in pleistozänen und holozänen Lagen in der Region zwischen Tirúa und dem Lago Budi.

a) Rezenten Halbgraben mit nach S einfallender listrischer Hauptabschiebung (LB11). Die die Grabenbildung verursachende Extension muss sehr jung sein, weil der rezente Boden von den Abschiebungen mitbetroffen ist. (Maßstab: untere Bildkante ca. 5m).

b) Nach SE einfallende, gestaffelt angeordnete Abschiebungen mit rotierten Kippschollen (T10). (Maßstab: Hammer in der Bildmitte, untere Bildkante ca. 5m).

c) Graben mit nach W einfallender listrischer Hauptabschiebung und Versatz junger Bodenhorizonte (T6). Es treten diverse synthetische und antithetische Zweigabschiebungen sowie Staffelbrüche auf.

d) Schräg in die Wand verlaufende, nach NE einfallende Störung mit schrägabschiebendem Versatz (LB4). (Maßstab: Hammer, abschiebender Versatz 60cm).

Neotektonik:

Die radial angeordneten Abschiebungen betreffen z.T. auch die oberste Bodenschicht und können daher sicher als neotektonisches Spannungsfeld eingestuft werden. Großräumige Lineamente treten in diesem Bereich aber wenige auf. Ein Beispiel eines auffälligen Lineamentes ist die NE-SW streichende scharfe Abgrenzung des Paläozoikums des Lago Budi zu den Auensedimenten des Río Imperial, die eine junge Aktivität als Abschiebung vermuten lässt (Abb. 5-11). Zusätzlich verläuft der Río Imperial in mehreren Abschnitten sehr gerade in N-S Richtung. Wie bereits oben erwähnt ist das E-W Lineament, das den Hauptverlauf des Flusses durch die Küstenkordillere steuert, wahrscheinlich älteren Ursprungs und schon im Tertiär aktiv gewesen.



Abb. 5-11: Orthorektifiziertes Luftbild der Region um Puerto Saavedra. Zu sehen sind in der Bildmitte der Río Imperial und der Nordteil des Lago Budi am unteren Bildrand. Strukturell auffällig ist der sich südlich des Río Imperials in NE-SW Richtung erstreckende Steilhang (weißer Pfeil) sowie die geraden Abschnitte des Río Imperials. (Maßstab: untere Bildkante ca. 22km).

Dieser Bereich wurde 1960 von einer schlagartigen Absenkung von 1,2-1,4m betroffen (PLAFKER & SAVAGE 1970) und die Ortschaft Puerto Saavedra von der Flutwelle völlig zerstört. Diverse sumpfige Bereiche bis weit in die Küstenkordillere hinein und nicht zuletzt die Existenz des Lago Budi zeugen von Subsidenzbewegungen, die nicht nur auf das 1960er Beben beschränkt waren. Der Lago Budi ist ein flacher brackischer See, dessen Form zeigt, dass er eine erodierte Topographie wahrscheinlich oberhalb des paläozoischen Grundgebirges ohne besondere Vorzugsrichtung ausgefüllt hat. Das salzige Wasser des Sees beweist den Zutritt von Meerwasser. Die Ursache der Aufstauung des Sees so nahe an der Küste ist noch nicht hinreichend geklärt: einige Bereiche werden sicher durch Dünen abgedichtet, an anderer Stelle scheint die Blockade aber durch einen gehobenen Küstenstreifen gebildet zu werden.

Die sedimentären neotektonischen Hinweise deuten sowieso an, dass auf das gesamte Quartär bezogen eher Hebungen stattfanden. Die quartären marinen Lagen bis in 40m Höhe zeigen eine Nettohebung in etwa dieser Größenordnung an. WALLNER & MÜLLER (2003), die ein Profil bei Puerto Saavedra untersuchten, gehen bei einer Korrelation der Schichten mit der pleistozänen Cancagua Formation davon aus, dass eine Hebung von 14m seit den letzten 125.000a stattgefunden haben muss. Unsere Daten weiter nördlich würden einen höheren Betrag (~34 m/125.000a) andeuten, falls es sich um dieselben

Schichten handelt und der Meeresspiegel im letzten Interglazial 6m höher als heute war. Generell nimmt die Höhe der Grenze zwischen marin beeinflusstem Bereich und rein terrestrisch fluviatil-limnischen Ablagerungen nach Süden hin ab (WALLNER 2002).

Rezente Belege zeigen ähnlich differierende Hinweise: gehobene Bohrmuschellöcher treten am Strand von Coicoi neben einem am Strand liegenden Torf auf. Hebungs- und Subsidenzanzeiger liegen also nahe beieinander.

Eine Zusammenfassung aller Indikatoren spricht dafür, dass während des Quartärs eine Hebung dieses Bereiches stattfand, die mit Bewegungen im Untergrund zusammenhängen muss, da die geringen Hinweise auf kompressive Deformationen an der Oberfläche wahrscheinlich nicht mit einer großräumigen Hebung in Verbindung gebracht werden können. Die höchsten Hebungsbeträge werden nördlich des Río Imperial erreicht, wo auch ein streckenweise radial angeordnetes Drainagenetz auf die Hebung hinweist. Oberhalb der gehobenen Bereiche findet eine aktive Dehnung als Reaktion auf die Hebung statt. Subsidenzbereiche wurden entweder coseismisch abgesenkt oder entstanden lokal aufgrund von graduellen Extensionsbewegungen.

Die Cereskopmessungen in diesem Gebiet bestätigen die radiale Extension als neotektonisches Spannungsfeld (s. Abb. 5-3). Die maximale Hauptspannung (σ_1) ist hauptsächlich vertikal ausgerichtet, während die maximale horizontale Einengungsrichtung (σ_2) in ihrer Orientierung schwankt. Unter diesem gemessenen Spannungsfeld würden auch heute Abschiebungen ohne Vorzugsrichtungen entstehen.

b) Valdivia:

Die tektonischen Untersuchungen im Raum Valdivia wurden hauptsächlich in miozänen und untergeordnet in pleistozänen Sedimenten durchgeführt. Die kontinental-marinen miozänen Sedimente der Santo Domingo Formation (unteres – mittleres Miozän) treten im Untersuchungsgebiet nur in ihrer marinen fossilreichen Ausbildung an der Küste und in tektonischen Gräben und Flussläufen auf, in die das Meer in der miozänen Transgressionsphase eindringen konnte. Es handelt sich um eine Abfolge feiner Sandsteine und Silte/Tone, die von einer gröberen Fazies überlagert werden. Häufig enthaltene Quarzklasten und ein hoher Glimmeranteil zeigen einen metamorphen Ursprung des Materials und damit eine Aufarbeitung der Küstenkordillere an.

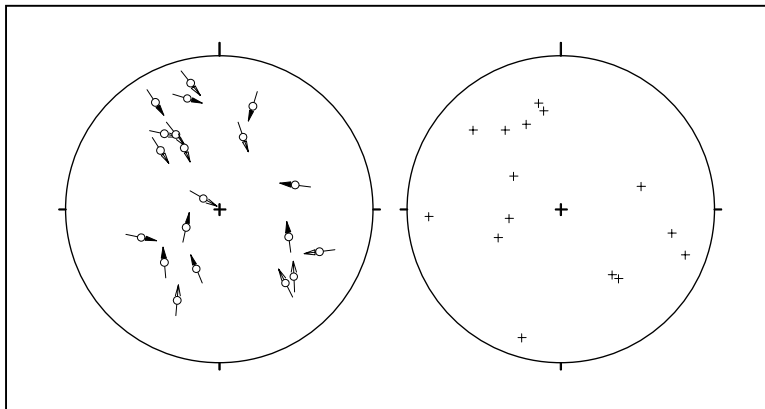
In diesen subhorizontal gelagerten miozänen Sedimenten konnte eine Fülle an synsedimentären Abschiebungen beobachtet werden (Abb. 5-12). Die Abschiebungen betrafen nicht den überlagernden rezenten Boden oder andere jüngere Einheiten. Somit kann diese Extensionsphase wahrscheinlich auf das Miozän begrenzt werden. Die Abschiebungen zeigen Versatzbeträge im Dezimeter-Bereich bis zu 10m. Die Hauptstreichrichtung der Abschiebungen verläuft NE-SW, untergeordnet treten E-W streichende auf (Abb. 5-12b). Die eingemessenen Störungen stammen zu 90% aus nur einem Aufschluss (Corral, V3), da generell die Aufschlussmöglichkeiten im Raum Valdivia sehr begrenzt sind. Ein Aufschluss miozäner Sedimente weiter östlich zeigt aber gleichfalls NE-SW streichende Abschiebungen jedoch mit einer zusätzlichen dextralen Komponente an ihnen.



a)



b)



c)

Abb. 5-12: a,b) Beispiele für Abschiebungen verschiedener Größenordnungen in miozänen Sedimenten bei Corral/Valdivia (V3, Person als Maßstab in beiden Fotos). Die Abschiebungen zeigen zum Teil Rotationen im Hangendblock und flache Abscherhorizonte in welche die steileren Abschiebungen einmünden (Bsp. a). Abb. c) zeigt die gemessenen Fault-striae Daten (links) und weitere Abschiebungsflächen als Polpunktdarstellung (rechts).

Die pleistozänen Sedimente bilden Terrassen die meist glaziofluvialen Ursprungs sind. Weit verbreitet sind aber auch Terrassen, die aus feinem Sand und Silt vulkanischer Komposition bestehen und die mehr oder weniger zementiert sind. Diese Sedimente werden als „Cancagua“ bezeichnet und einem Massenbewegungsereignis bzw. einem Lahar während des letzten Interglazials (ca. 40.000-125.000a v.Chr.) zugeordnet (HANISCH, pers. Mitt. 2002, BGR). Diese Ablagerungen wurden auf verschiedenem Wege umgelagert, so dass die Cancagua Sedimente heute aus marinen/ästuarinen, fluvialen und äolischen Ablagerungen bestehen. Die gehobenen und verkippten Terrassen (Abb. 5-13) konnten wegen ihrer unterschiedlichen Herkunft und fehlender Datierungsmöglichkeiten nicht für die Analyse von Hebungsraten in diesem Gebiet genutzt werden.

Es konnten erstaunlich wenig Deformationen in den untersuchten quartären Sedimenten beobachtet werden. Die Cancagua Ablagerungen zeigten vereinzelt Abschiebungen mit sehr unterschiedlichen Orientierungen.

Neotektonik

Die Hinweise auf die während des 1960er Bebens stattgefundenene Subsidenz von bis zu 2m sind immer noch zahlreich. Besonders eindrucksvoll sind die abgestorbenen Bäume und versunkene Straßen (Abb. 5-14). Diese sehr aktive Tektonik scheint aber selten an oberflächennahe Störungen gebunden zu sein. Es werden in der Literatur zwar die aus der 3D-Modell Analyse bekannten NW-SE streichenden Großlineamente als Horizontalverschiebungen gedeutet (dextral, z.B. Falla Futrono, MUÑOZ 1997), diese scheinen aber älteren Ursprungs zu sein. Die vorhandenen Cereskopmessungen (s. Abb. 5-3) deuten eine Aktivität einzelner Formationsgrenzen an, der Bereich scheint ansonsten von einer ca. N-S gerichteten horizontalen Hauptspannung beeinflusst zu sein. Es liegen in diesem Gebiet aber zu wenig Messungen vor, um diese Ergebnisse strukturell zu interpretieren.



Abb. 5-13: Gehobene und verkippte Terrassen bei Valdivia.



Abb. 5-14: Neue Brücke über einen Fluss südlich von Valdivia. Die Linie abgestorbener Bäume rechts von der Brücke (weißer Pfeil) markiert den Verlauf einer vor 1960 noch existierenden Straße.

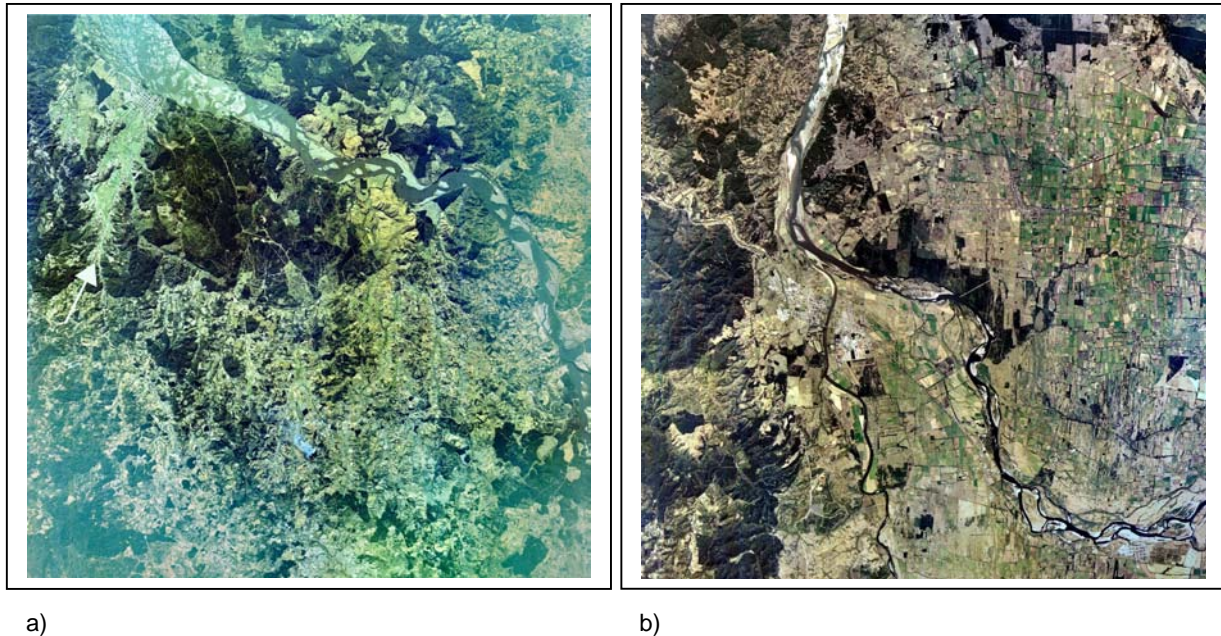
c) Río Bío-Bío – St. Juana:

Die Umgebung des Flusses Bío-Bío innerhalb der Küstenkordillere wurde untersucht, um in den angrenzenden holozänen Flussablagerungen Hinweise darauf zu finden, ob die auffälligen gerade N-S erstreckten Abschnitte des Flusses mit aktiven Störungen zusammenhängen. Außerdem wurde versucht, den Übergang zwischen der Küstenkordillere und dem Längstal, der sich in diesem Bereich zumindest als Lineament im 3D-Modell abzeichnet, auch geologisch und strukturell zu finden.

Aufgrund mangelnder Aufschlüsse konnten nur einzelne Daten aufgenommen werden, die Abschiebungen in NW-SE Richtung sowie N-S und E-W Orientierungen zeigen. Die Versatzbeträge rangieren jeweils nur im mm- bis cm-Bereich (Abb. 5-15) und lassen keine Aussagen über eine eventuelle Aktivität der N-S erstreckten Grenze zum Längstal zu. Untergeordnet treten Mikro-Überschiebungen in NW-SE sowie N-S Orientierung auf. Einzige Hinweise auf eine mögliche Aktivität N-S streichender Lineamente mit vertikalem Versatz (Abschiebungen?) liefert somit die Luftbildanalyse. Diese zeigt, dass NNE-SSW und N-S Lineamente in diesem Abschnitt der Küstenkordillere recht häufig sind. Ein auffälliges NNE-SSW Lineament mit wahrscheinlichem vertikalen Versatz ist z.B. bei St. Juana zu beobachten (Abb. 5-16a). Dort wo das Lineament den Bío-Bío schneidet, verändert sich das Transportverhalten des Flusses von einem leicht mäandrierenden zu einem verflochtenen Verlauf (Braided river) was eine Erhöhung des Gefälles und somit eine junge Aktivität des Lineaments als steil nach Westen einfallende Abschiebung andeutet. Eventuell kann aber auch eine veränderte Sedimentfracht durch einen im Lineament verlaufenden Zufluss zu der Veränderung des Flusslaufes geführt haben. Die prägnanten N-S Abschnitte des Río Bío-Bío im Übergang zum Längstal setzen sich weiter südlich auch noch in auffälligen Lineamenten fort (Abb. 5-16b).



Abb. 5-15: Als Seismite interpretierte Mini-Versätze in holozänen Flusssanden des Río Bío-Bío (Durchmesser der Münze ca. 2,5 cm).



a)

b)

Abb. 5-16: Orthorektifizierte Luftbilder des Río Bío-Bío im Bereich der Küstenkordillere (Maßstab: untere Bildkante jeweils ca. 22km).

a) Übergang von einem eher mäandrierenden Flusslauf zu einem verflochtenen Verlauf an einem Lineament bei St. Juana in der Küstenkordillere in der linken oberen Ecke des Bildes (weißer Pfeil an Lineament).

b) Gerader N-S Verlauf des Río Bío-Bío im Übergang zum Längstal. Der Bío-Bío biegt in der Mitte des Bildes nach Osten ab, weiter südlich im Übergang zwischen Küstenkordillere und Längstal fließende Flüsse zeigen aber ebenfalls auffällig gerade Abschnitte, die mit einer tektonischen Aktivität der Grenze in Zusammenhang stehen könnten (Diskussion s. Text).

5.3.3 Kinematisches Modell des äußeren Forearcs (Arauco und Küstenkordillere)

Die Untersuchungen entlang der Küste zeigen, dass entgegen der durch die Subduktion hervorgerufenen Kompression in tieferen Krustenbereichen an der Oberfläche abschiebende Bewegungen überwiegen. Dieses grundlegende Deformationsmuster kann sowohl zeitlich als auch regional gesehen entlang der Küste über weite Bereiche beobachtet werden, zeigt aber in der Ausprägung Unterschiede. So sind z.B. die Abschiebungen entweder an bestimmte Störungsrichtungen (z.B. Arauco) oder an Störungen ohne Vorzugsrichtung gekoppelt (z.B. Lago Budi-Tirúa). Während auf Höhe von Arauco eine junge langanhaltende Hebung der Halbinsel und der angrenzenden Bereiche der Küstenkordillere topographisch eindeutig ist, zeigen südlich liegende Bereiche mit radialem Extensionsmuster junge Hebungen aber auch Subsidenzbewegungen an. Allen Bereichen ist aber gemeinsam, dass sich Sedimentationsbedingungen in der Vergangenheit schlagartig änderten bzw. Indikatoren für rezente Hebungen und Absenkungen vorliegen.

Das Modell, das diese Beobachtungen und Daten auf der Halbinsel Arauco und in der Küstenkordillere befriedigend erklären kann, basiert auf der Annahme, dass der äußere Forearc von verschiedenen nebeneinanderliegenden Krustenkeilen aufgebaut wird. Die dynamischen Keilmodelle können auch gegensätzliche neotektonische Deformationsprozesse wie die aus der Seismik und Aufschlüssen untertage bekannte Kompression und die oberflächennahe Extension erklären.

Critical taper-Theorie

In Konvergenzonen können sich über einem Abscherhorizont durch den Zusammenschub der spröden Kruste Keile bilden, deren Entwicklung bestimmten geometrischen und mechanischen Parametern gehorcht. Die diese Parameter und deren Zusammenwirken beschreibende Theorie (*Critical taper*-Theorie: CHAPPLE 1978, DAVIS et al. 1983, DAHLEN 1984) wurde zuerst auf Vorland Falten- und Überschiebungsgürtel sowie Akkretionskeile angewandt, kann aber auch für die dynamische Modellierung von Forearc-Keilen genutzt werden (REUTHER & ADAM 1998, ADAM & REUTHER 2000). Nach dieser Theorie wird der Forearc-Keil einen dynamisch stabilen Zustand anstreben, in dem ein Gleichgewicht zwischen äußeren und inneren Einflüssen und der Keilgeometrie herrscht.

Die spezifische Form des Forearc-Keils wird durch seine gegenwärtige topographische Hangneigung (α_{topo}) und den Einfallswinkel des basalen Abscherungshorizontes (β), in diesem Fall meist der Subduktionszone, beschrieben (Abb. 5-17). Die Form des Keils wird durch mechanische Parameter wie dem basalen und internen Reibungskoeffizienten (μ_b und μ), dem basalen und internen Porenflüssigkeitsdruck-Beiwert (λ_b und λ) sowie der Dichte des Keilmaterials und des überlagernden Mediums wie z.B. Meerwasser (ρ_{litho} und ρ_w) beeinflusst. Der Einfluss der Kohäsion wird entweder vernachlässigt, da er besonders mit zunehmender Tiefe gegenüber den ansteigenden gravitativen und tektonischen Spannungen unbedeutend wird (REUTHER & ADAM 1998) oder mit einer Konstanten integriert, welche die lineare Zunahme der Kohäsion mit der Tiefe beschreibt (z.B. HINSCH 2001). Das mechanische Verhalten der Gesteine wird in den oberen 15 km durch das Mohr-Coulomb Kriterium für Spröddeformation (PATERSON 1978) und reibungsabhängiges Gleiten (BYERLEE 1978) beschrieben.

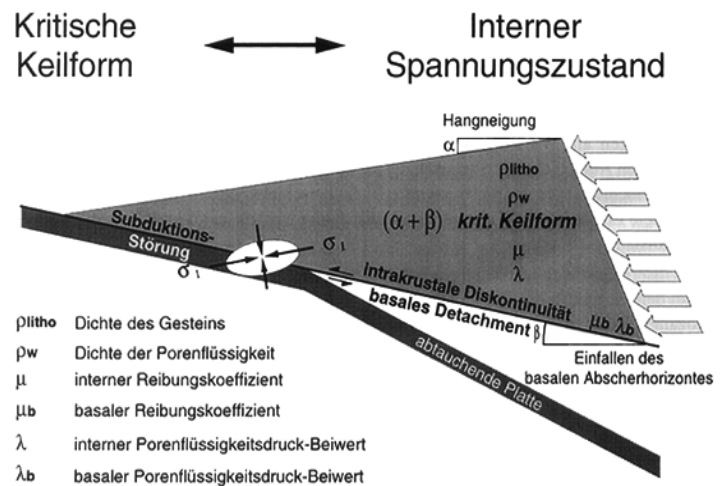


Abb. 5-17: Zusammenhang zwischen Geometrie und internen Spannungszuständen in einem Forearc-Krustenkeil mit den wichtigsten rheologischen Parametern (REUTHER & ADAM 1998, modifiziert nach DAHLEN et al. 1984).

Der Keil wird zu Beginn der Konvergenz solange intern kompressiv deformieren und sich versteilen bis er die kritische Form (*critical taper*) erreicht hat. Der Critical Taper ist die Summe des topographischen Gefälles und dem Einfallen der Basis ($\alpha + \beta$). Wenn die kritische Form erreicht ist, kann der Keil den basalen Scherwiderstand überwinden und stabil über den Untergrund gleiten. Der Critical Taper kennzeichnet somit die Form, bei welcher der Keil an der Grenze von interner Deformation zu basalem Gleiten steht (ADAM 1996). Wenn sich die Grenzbedingungen nicht ändern, wird er durch Angliederung neuen Materials an der Spitze und interne Deformation kontinuierlich und selbstähnlich wachsen. Jede Änderung eines Parameters wird eine Reaktion des Keiles auslösen, die dem Wiedererlangen der kritischen Keilform dient. Bei der kritischen Keilform befindet sich der Scherwiderstand an der Basis im Gleichgewicht mit der internen Verformbarkeit bei bevorstehendem durchgreifenden Scherbruch, den einwirkenden Körperkräften wie z. B. dem topographischen Gradient und den von außen z.B. durch die Plattentektonik auf den Keil übertragenen Kräften (REUTHER & ADAM 1998).

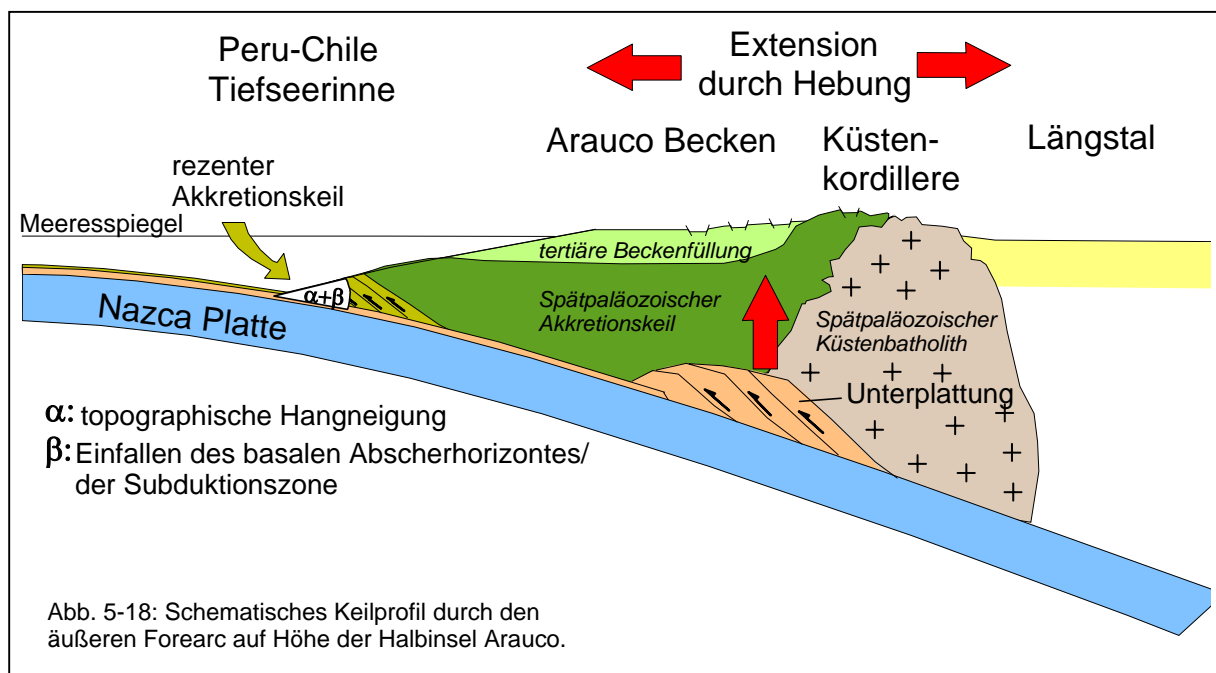
Die äußeren Faktoren, die zusätzlich zu den internen Parametern die Keilform regulieren, spielen eine große Rolle bei der Keildynamik. Die Oberfläche des Keiles wird durch exogene Prozesse wie Sedimentations- und Erosionsvorgänge sowie Extension der Oberfläche und Akkretion von Gesteinsmaterial an der Spitze geformt. Die Basis des Keils wird neben Ozeanbodenalter und Konvergenz durch tektonische basale Erosion oder Unterplattung subduzierten Materials beeinflusst. Veränderungen der Keilgeometrie durch diese exogenen und endogenen geologischen und geophysikalischen Prozesse werden durch Deformationsprozesse innerhalb des Keils wieder ausgeglichen und die kritische Form wiederhergestellt. Folgende kinematische Stadien können theoretisch bei diesen Prozessen erreicht werden:

- Ein stabiler Zustand, in dem der Keil seine kritische Form hält und keine Änderungen seiner Grenzbedingungen akkomodieren muss. Er gleitet somit stabil über den basalen Abscherungshorizont.
- Ein subkritischer instabiler Zustand, in dem der Keil zu flach ist und durch kompressive Interndeformation seine Form verdicken muss.
- Ein überkritischer instabiler Zustand, in dem die zu steile Topographie durch Extension an der Oberfläche reduziert werden muss.

Die tektonischen Untersuchungen im Arbeitsgebiet lassen darauf schließen, dass solche Keilprozesse bei der dynamischen Entwicklung des südzentralchilenischen Forearcs eine Rolle spielen können. Die Critical Taper-Theorie erklärt, warum die als Hauptdeformation des äußeren Forearcs erkannte oberflächennahe Extension nicht dem umgebenden plattentektonischen Spannungsregime gleichen muss, sondern dem Wiedererlangen der kritischen Keilform dienen kann. Dies kann z.B. nach einer Vergrößerung des Keils durch Unterplattung subduzierten Materials stattfinden, wenn die Verteilung des Reliefs durch oberflächennahe Extension wieder ausgeglichen werden muss.

Abb. 5-18 zeigt ein schematisches E-W Profil auf Höhe der Halbinsel Arauco. Aus seismischen Daten ist bekannt, dass sich an der südchilenischen Küste rezent ein Akkretionskeil ausbildet (BANGS & CANDE 1997). Es wird aber gleichzeitig auch eine bestimmte Menge Sediment subduziert, die z.T. in einem tieferen Bereich der Subduktionszone unterplattiert werden kann. Eine starke basale Unterplattung führt zu einer passiven Hebung und Biegung des überlagernden Materials und daher kommt es zu einer Extension der Oberfläche. Diese Extension bzw. das durch die Hebung verstärkte Zergleiten der Keiloberfläche beobachten wir im gesamten Arbeitsgebiet nahe der Küste. Daher gehe ich davon aus, dass dieser Mechanismus dominierend ist und wegen der miozänen Aufschlüsse bei Valdivia, die dasselbe Muster zeigen, auch in der Vergangenheit stattfand. Die Unterplattung kann in Abhängigkeit vom Sedimentangebot, Akkretionsverhalten etc. stark variieren, so dass sich von Norden nach Süden unterschiedliche Keile ausbilden, die aufgrund der unterschiedlichen Hebungsprozesse zu verschiedenen Zeiten, abhängig vom jeweiligen internen Spannungszustand, unterschiedlich zergleiten. Es können drei verschiedene Keile von Nord nach Süd im Untersuchungsgebiet unterschieden werden:

- Auf Höhe Araucos und der Cordillera de Nahuelbuta, wo die extreme Hebung auf einen Einfluss unterplattender Sedimente hinweist, obwohl der prozentuale Anteil der subduzierten Sedimente gegenüber den akkretierten gering ist (DÍAZ-NAVEAS 1999, BANGS & CANDE 1997).
- Auf Höhe Tirúa, Lago Budi, Toltén, wo ein großer Anteil der Sedimente der Tiefseerinne subduziert wird, sich aber nur unregelmäßig angeordnete Hebungsgebiete geringerer Ausdehnung entwickeln. Die lokalen Hebungsgebiete mit radialer Extension können mit einer unregelmäßigen Unterplattung erklärt werden.
- Auf Höhe von Valdivia, wo eine Hebung beobachtet werden kann, aber zu wenig Daten vorliegen, um die rezente Keildynamik zu beschreiben. Nur für das Miozän können ähnliche Prozesse wie für den heutigen mittleren Keil angenommen werden. Heute treten in diesem Bereich geringere Sedimentmengen in der Tiefseerinne auf als weiter nördlich, von denen nicht bekannt ist, wieviel subduziert bzw. akkretiert wird.



Die Halbinsel Arauco bietet durch die größere stratigraphische Abdeckung im Tertiär die Möglichkeit, Critical Taper Prozesse in der Vergangenheit detaillierter zu interpretieren. BOETTCHER (1999a) präsentierte eine Interpretation, in der die wechselnden Spannungszustände auf Arauco jeweils dem Ausgleich von sub- oder überkritischen Keilen dienen. Dabei wechseln sich interne Kompression zur Verdickung des Keils und Extension zur Verkleinerung des Keilwinkels ab. Die Analyse basierte auf Unterschieden der sedimentologischen Ablagerungsbedingungen, Änderungen der Plattenkonvergenz und wechselnden klimatischen Einflüssen, die das Sedimentangebot mitsteuern. Nach ihrer Interpretation müsste dieses System in der Vergangenheit sehr aktiv mit sich schnell ändernden Keilformen gewesen sein. Transgressionen und Regressionen beeinflussten durch veränderte Auflast und Porenflüssigkeitsdrücke die Dynamik des Keils. Meine Untersuchungen weisen aber darauf hin, dass Sedimentumlagerungen an der Keiloberfläche und die verschiedenen Subduktionsparameter (basale Reibung etc.), welche die Sedimentsubduktion/-akkretion/-unterplattung steuern, einen noch stärkeren Einfluss ausüben. Daher kann sich eine ähnlich aktive Keildynamik auch in Küstenregionen zeigen, die selten von Transgressionen betroffen waren. Die Subduktionsparameter und

daraus resultierend die Keilgeometrie werden in Südzentralchile weniger als ursprünglich vermutet durch die Dichte der subduzierten Krustenbereiche (Ozeanbodenalter) dominiert als durch den Sedimenteintrag in die Tiefseerinne und den Wassergehalt des Sediments (s.a. DÍAZ-NAVEAS 1999).

Um die Prozesse, die den topographischen Winkel an der Oberfläche des Keils beeinflussen, genauer erfassen zu können, wurden im Projekt sedimentologische Studien an drei ausgewählten Flüssen, die den Forearc queren, durchgeführt. Ziel dieser Untersuchungen ist die Quantifizierung der sedimentären Auflast und des Transportes durch die Zeit und damit eine Evaluierung der Rolle der exogenen Faktoren auf die Dynamik. Dafür wurden im Rahmen zweier Diplomarbeiten diverse Profile aufgenommen und Terrassen korreliert. Die Analysen der Proben sind noch nicht abgeschlossen, die Geländebeobachtungen haben aber schon gezeigt, dass verschiedene Transportbereiche sowohl räumlich als auch zeitlich abgegrenzt werden können, d.h. dass auch in der geologischen Vergangenheit unterschiedliche Keilgeometrien entlang der Küste angenommen werden können.

Um die Deformationsprozesse innerhalb eines Forearc-Keils besser zu verstehen und den Einfluss von Parametern wie dem Sedimentangebot in der Tiefseerinne und der Rauigkeit der abtauchenden ozeanischen Platte zu evaluieren, wurden am GeoForschungsZentrum Potsdam skalierte Analogexperimente in einem Sandkasten durchgeführt (LOHRMANN et al. 2001). Das Experiment für akkretive Subduktionszonen, das auf den Südchilenischen Kontinentrand angewandt wurde (Abb. 5-19), und die resultierenden Ergebnisse sollen hier kurz vorgestellt werden (LOHRMANN et al. 2000, 2001).

Im Versuch wurde eine Sandschicht mit bekannten Materialeigenschaften, die durch einen Abscherungshorizont bestehend aus Glasperlen unterteilt war, auf einem dem Subduktionswinkel entsprechend geneigten Fließband gegen einen Keil aus Mörtel transportiert. Dieser Mörtelkeil mit gleichfalls bekannten Materialeigenschaften war deformierbar und wurde oben von einer Hangneigung von 6° und unten von dem Fließband mit einem Einfallen von 5° begrenzt. Er entspricht in der Natur dem aus kontinentaler Kruste bestehenden Forearc-Keil oberhalb der Subduktionszone (*interface*). Die Rauigkeit der ozeanischen Platte wurde mit unterschiedlich grobem Schmirgelpapier auf dem Fließband simuliert. Das Schmirgelpapier sorgte dabei für die in einem akkretiven Experiment nötige hohe Kopplung zwischen den „Platten“. Variationen des Sedimentangebotes in der Tiefseerinne wurden durch unterschiedliche Lagen des Abscherungshorizontes innerhalb der Sandschicht simuliert.

Während des Versuches wurde der obere Teil der Sandschicht an der Spitze (frontal) akkretiert und der untere Teil zuerst subduziert. Die Glasperlen innerhalb des Sandpaketes steuerten also das Verhältnis zwischen frontal akkretiertem und subduziertem Material. Der frontal akkretierte Teil wurde in einem Schuppenfächer durch Vorüberschiebungen angelagert. Der subduzierte Sand wurde dagegen unterhalb des Mörtelkeils durch Duplexe und Bildung eines sogenannten *antiformal stacks* basal akkretiert. Die Unterplattung dieser Sedimente führte zu einer Aufwölbung des überlagernden Materials und dadurch zu Extension (*tension cracks*) an der Oberfläche (*near surface extension*) (s. Abb. 5-19). Die gehobene Gegend wurde im Osten von ostgerichteten langlebigen Rücküberschiebungen begrenzt und im Westen von einer *out-of-sequence* Vorüberschiebung. Der aktive Abscherhorizont an der Basis des Keils stieg erst dort wo die Unterplattung begann in ein tieferes Stockwerk zum basalen Subduktionsinterface hinab.

Die Position der Unterplattung wurde durch die Rauigkeit des Interfaces bestimmt. Feineres Schmirgelpapier transportierte die subduzierten Sedimente wesentlich weiter als grobes. Außerdem wurde die Form des Keils durch die unterschiedlichen Unterplattungsvorgänge stark davon beeinflusst. Während sich in dem Experiment mit feinem Schmirgelpapier eine ideale Keilform ausbildete, entwickelten sich über grobem Schmirgelpapier ausgeprägte Senken in der Keiloberfläche. Diese wurden durch eine Migration der Hebungscentren mit der Zeit wieder ausgeglichen. Der Keil reagierte also auf die mit der Oberflächentopographie zusammenhängende lateral unterschiedliche vertikale Auflast.

Dieses Analogmodell wurde von LOHRMANN et al. (2001) auf den südzentralchilenischen Forearc übertragen. Dabei wurde davon ausgegangen, dass miozäne Becken im Süden der Küstenkordillere (41°S) eine ehemalige Extension über einem Unterplattungsbereich darstellen, während das heutige Hebungscentrum sich weiter westlich befindet, also eine Migration des Unterplattungsbereiches stattgefunden hat. Analog zu den Überlegungen dieser Arbeit wurde im Modell davon ausgegangen, dass die Küstenkordillere in die Keilprozesse miteinbezogen wurde.

Ich gehe davon aus, dass das Sandkastenmodell einige der am Plattenrand des Arbeitsgebietes stattfindenden Vorgänge erfolgreich simulieren kann. Die Akkretions- und Unterplattungsvorgänge könnten ähnlich stattgefunden haben und meine tektonischen Beobachtungen an der Oberfläche erklären. Die Überprüfung des Einflusses der Rauigkeit des Interfaces könnte neben der unterschiedlichen Sedimentsubduktion eine zusätzliche Erklärung dafür liefern, dass sich die Oberfläche der verschiedenen Keile im Arbeitsgebiet so stark

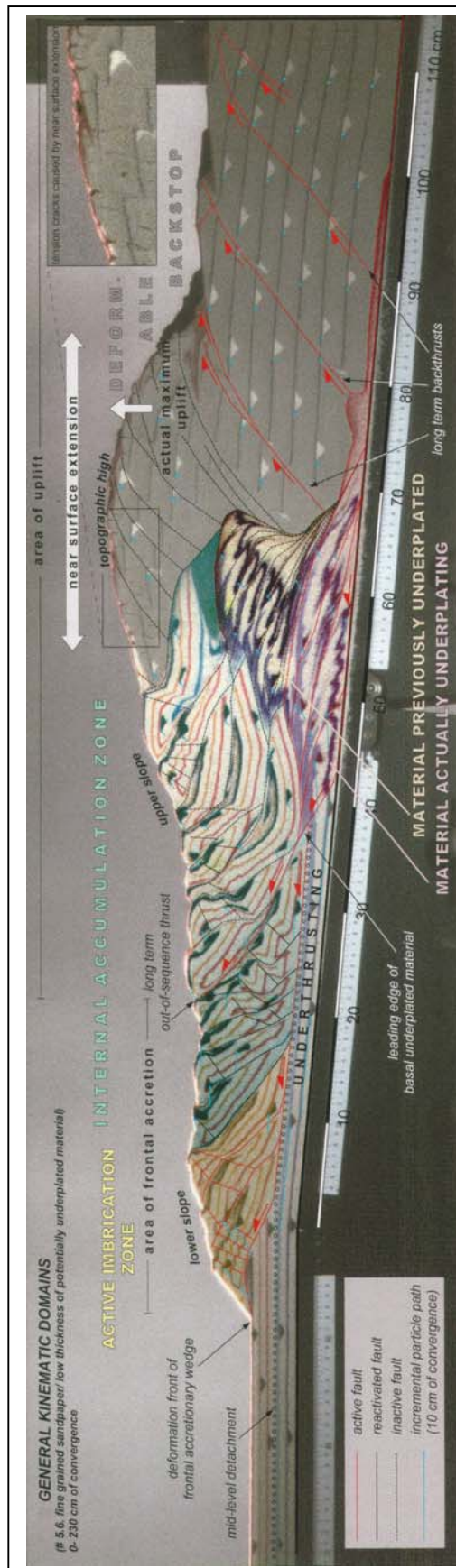


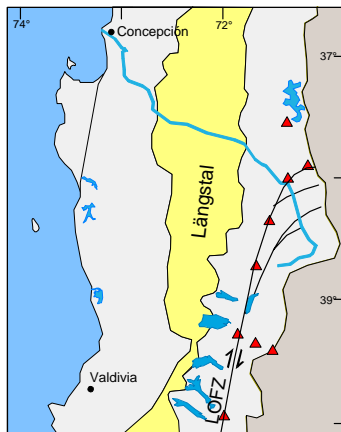
Abb. 5-19: Sandkastenexperiment mit Bezug zum akkretiven südchilenischen Plattenrand. Es treten frontale (Akkretionskeil) und basale Akkretion (Unterplattung, antiformal stack) auf. Es bilden sich verschiedene kinematische Bereiche aus (LOHRMANN et al. 2000).

voneinander unterscheidet. Die unregelmäßige Oberfläche des mittleren Keils mit ausgeprägten Hebungs- und Senkungsbereichen nahe beieinander könnte somit durch die höhere Rauigkeit der ozeanischen Platte wegen der ehemaligen Transformstörungen hervorgerufen worden sein.

Andere Ergebnisse des Modells stimmen jedoch nicht mit den beobachteten Strukturen an der Oberfläche überein. So sind z.B. ostvergente Überschiebungen im Übergang zum Längstal im Untersuchungsgebiet nicht zu finden, obwohl ihnen im Analogmodell eine große Bedeutung beigemessen wird. Das Modell erlaubt somit eine Abschätzung des Einflusses verschiedener Parameter und eine Visualisierung möglicher Prozesse im Untergrund, kann aber anscheinend nicht genau auf den Südzentralchilenischen Kontinentalrand des Arbeitsgebietes übertragen werden. In Anbetracht der Tatsache, dass in der Sandkiste nur trockene Versuche durchgeführt wurden und keine Varianz innerhalb des benutzten Sandpakets getestet wurde, wäre eine exakte Übereinstimmung auch unwahrscheinlich. Insbesondere die Wassersättigung der subduzierten Sedimente sowie von Teilen des Forearc-Keils muss die Dynamik deutlich beeinflussen.

Während die beschriebenen Keilprozesse des äußeren Forearc auf die senkrecht zum Plattenrand wirkende Einengung zurückzuführen sind, deuten einige Strukturdaten mit SSW-NNE Einengung auf Arauco und die fortwährende Störungsaktivierung an den NW-SE streichenden Schwellen an, dass auch Plattenrand-parallele Bewegungsprozesse die Dynamik des äußeren Forearc beeinflussen. Hinweise, die diese Vermutung bestätigen, wurden im Längstal gefunden (Kap. 5.4).

5.4 Ergebnisse und Modelle für das Längstal



5.4.1 Morphotektonik

Das Längstal zeigt ein sehr flaches Relief mit einer Durchschnittshöhe von ca. 200m, das im 3D-Modell (Abb. 5-1) schwer mit Computerprogrammen darstellbar ist und deshalb einige Relikte der 3D-Modellberechnung enthält. Durch die Schüttung großer Sedimentmassen aus der Kordillere, die aus vulkanischen Lavadecken (*lavaflows*) und weit transportierten Tuffen, sowie glaziofluvialen und fluvialen Sedimenten bestehen, sind ältere Lineamente bedeckt worden. Die Anordnung der Flüsse, die, wenn sie sich tief in die Längstalfüllung eingeschnitten haben, die meisten der jetzt im 3D-Modell beobachtbaren Lineamente bilden, zeigt aber, dass sie wahrscheinlich von der Orientierung älterer Störungen im Untergrund beeinflusst wurden oder sich an dem rezenten Spannungsfeld entsprechenden tektonischen Strukturen orientieren. Die Lineamente streichen zwischen NW-SE und ENE-WSW. Da das Längstal im Süden des Arbeitsgebietes

durch eine Brücke älterer Gesteine unterbrochen wird (Horst von Loncoche), zeigt sich dort aufgrund der Überprägung alter und neuer Lineamentrichtungen eine chaotischere Ausbildung.

Die Begrenzung zur Hauptkordillere ist nur im nördlichen Teil des Arbeitsgebietes relativ scharf in N-S Erstreckung (s.a. Abb. 5-1) und verschwimmt nach Süden zusehends. Das liegt daran, dass nach Süden die quartären Überprägungen wie junge Lavaflows und Moränenbildung zunehmen. Ab der Breite des Vulkans Llaima kann im 3D-Modell kein eindeutiger Übergang der Hauptkordillere zum Längstal mehr festgestellt werden.

Das Längstal zeigt ein paralleles Drainagenetz, das vorrangig in NW-SE und E-W Richtung verläuft (Abb. 5-2). Die nach Westen fließenden Flüsse folgen dem normalen Gefälle Richtung Pazifik, das durch eine Verkippung des Längstales nach Westen verstärkt wird. Bereiche mit NW-SE streichenden parallelen Flüssen treten besonders auffällig südlich des Río Bíobío auf, wo sich die Zubringer dem NW-SE Verlauf des Hauptflusses anpassen. Außerdem sind die Segmente zwischen dem Río Imperial und dem Río Toltén sowie südlich des letztgenannten Flusses von einem SE-NW fließenden Flusssystem dominiert (Abb. 5-20). Diese von dem normalen E-W Trend abweichenden Bereiche müssen mit einer Verkippung dieser Segmente nach Norden zusammenhängen. Dafür spricht zusätzlich, dass die größten Flüsse in diesen Bereichen immer aus Süden gespeist werden. Das ist besonders bei der Betrachtung der Einzugsgebiete der größten Flüsse zu sehen (s. Abb. 5-2). Ab Höhe des Vulkans Llaima nach Süden hin fließen auch die kleinen Zubringer vermehrt aus südlicher Richtung in die Flüsse des parallelen Netzes (s. Abb. 5-20). Die Anordnung und Orientierung des Drainagenetzes demonstriert somit eine Unterteilung des Längstales in Blöcke, die von E-W und NW-SE streichenden Störungen begrenzt und z.T. nach Norden verkippt werden. Ein topographisches Profil durch das Längstal (Abb. 5-21) zeigt die Verkippung der Oberfläche in diesen Blöcken. Auffällig ist der Bereich um den Río Malleco, der in allen Profilen durch das Längstal eine Aufwölbung bildet (s. Anhang C). Der Río Malleco hat sich tief in die Sedimentfüllung eingeschnitten, was sowohl für seine Orientierung entlang präexistenter Strukturen als auch für eine langsame Hebung dieses Abschnittes spricht. Diese Hebung kann mit der Verkippung zusammenhängen. Zusätzlich spricht für diese Interpretation, dass sich die großen Flüsse im Nordbereich der Krustenblöcke befinden und deren Flussbetten von steilen Nordosthängen und flacheren Südwesthängen gebildet werden.

Bereiche ohne paralleles Drainagenetz treten nur im nordwestlichen Teil des Längstales, wo das Wasser anscheinend aufgrund der Lithologie im Untergrund versickert, und im Süden, wo die Moränen beginnen, auf (s. a. geologische Karte, Abb. 2-1). Im Übergang zur Küstenkordillere schwenken die Flüsse z.T. in N-S Richtung ein oder das Drainagenetz geht in eine dendritische Form über. Einflüsse von Lavaströmen auf das Flussnetz sind nur lokal z.B. an den miozänen Vulkanitaufschlüssen festzustellen. Dort verändern sich einige Parameter der Flüsse wegen des schwer zu erodierenden Materials (s. Anhang D). Die jüngeren vulkanischen Ablagerungen bestehen zum großen Teil aus vulkanoklastischem Material, das wenig Einflüsse auf die Flussverläufe zeigt.

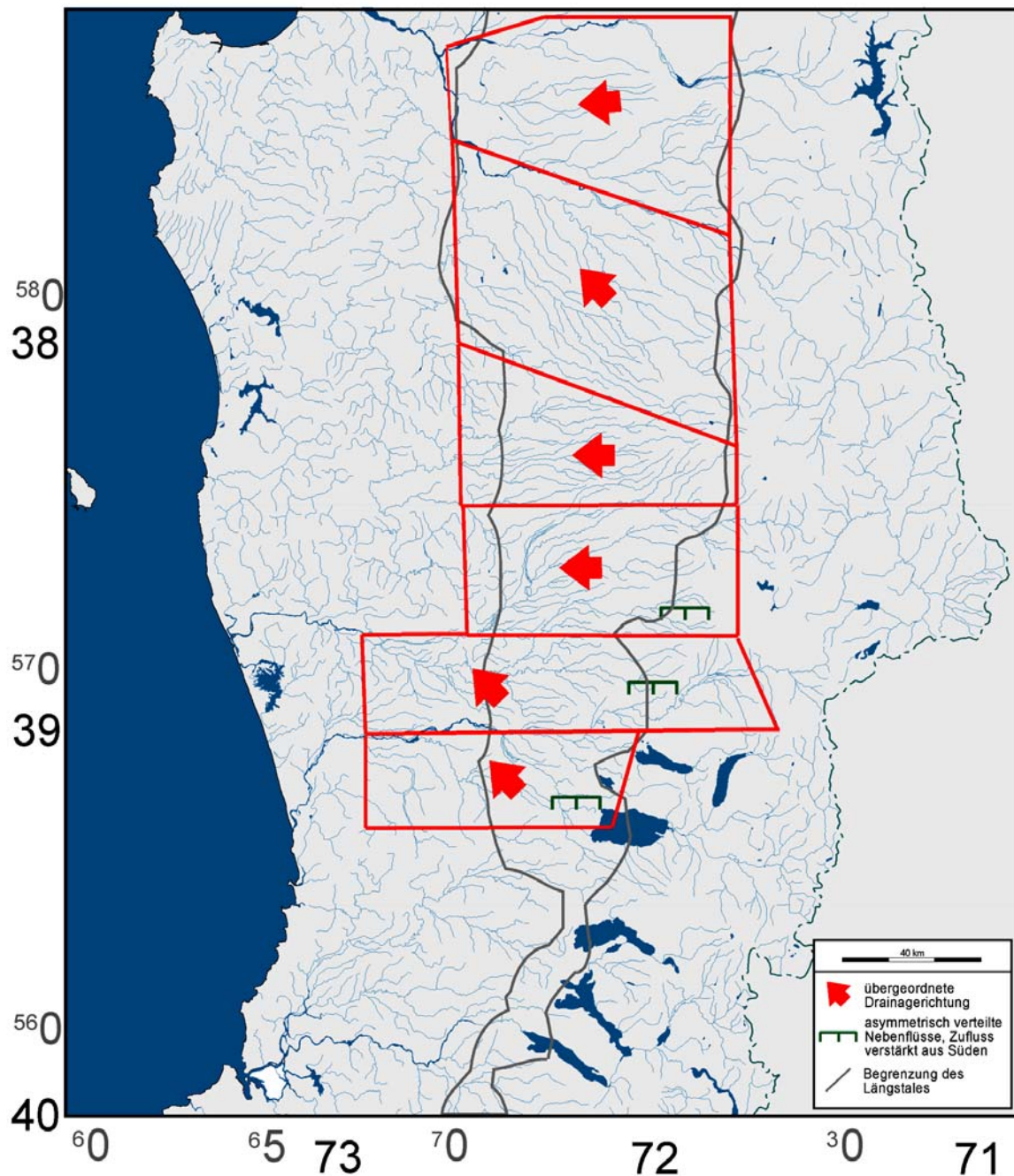


Abb. 5-20: Interpretation des Drainagenetzes im Längstal. Das Längstal ist in den krustalen Blöcken mit NW gerichteter Fließrichtung (Pfeile) nach Norden verkippt. Koordinaten in Grad (Süd und West, in schwarz) und UTM-Koordinaten angegeben (grau, um 4 Nullen abgekürzt: ⁵⁶0 entspricht somit 5600000m.N. Bei 72°W liegt der Übergang zwischen UTM Zone 18 und 19 und entspricht ⁷5 (Zone 18) und ²5 (Zone 19).

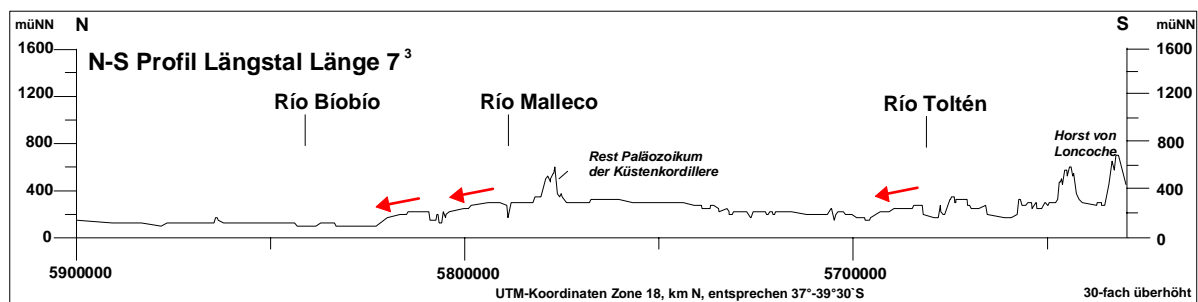


Abb. 5-21: Topographisches Nord-Süd Profil durch das Längstal (entlang Länge $7^{\circ 30'00''}$ ~ $72^{\circ 15'}$ W). Rote Pfeile markieren die als nach Norden verkippt interpretierten Blöcke.

5.4.2 Tektonische Strukturen und Paläospannungsanalyse

Die Daten der Paläospannungsanalyse (Abb. 5-22) entstammen miozänen Vulkaniten und quartären Sedimenten. Die Interpretation basiert zusätzlich zu den Fault-striae Daten stärker als bisher auch auf den Messungen von Störungsflächen ohne Lineare.

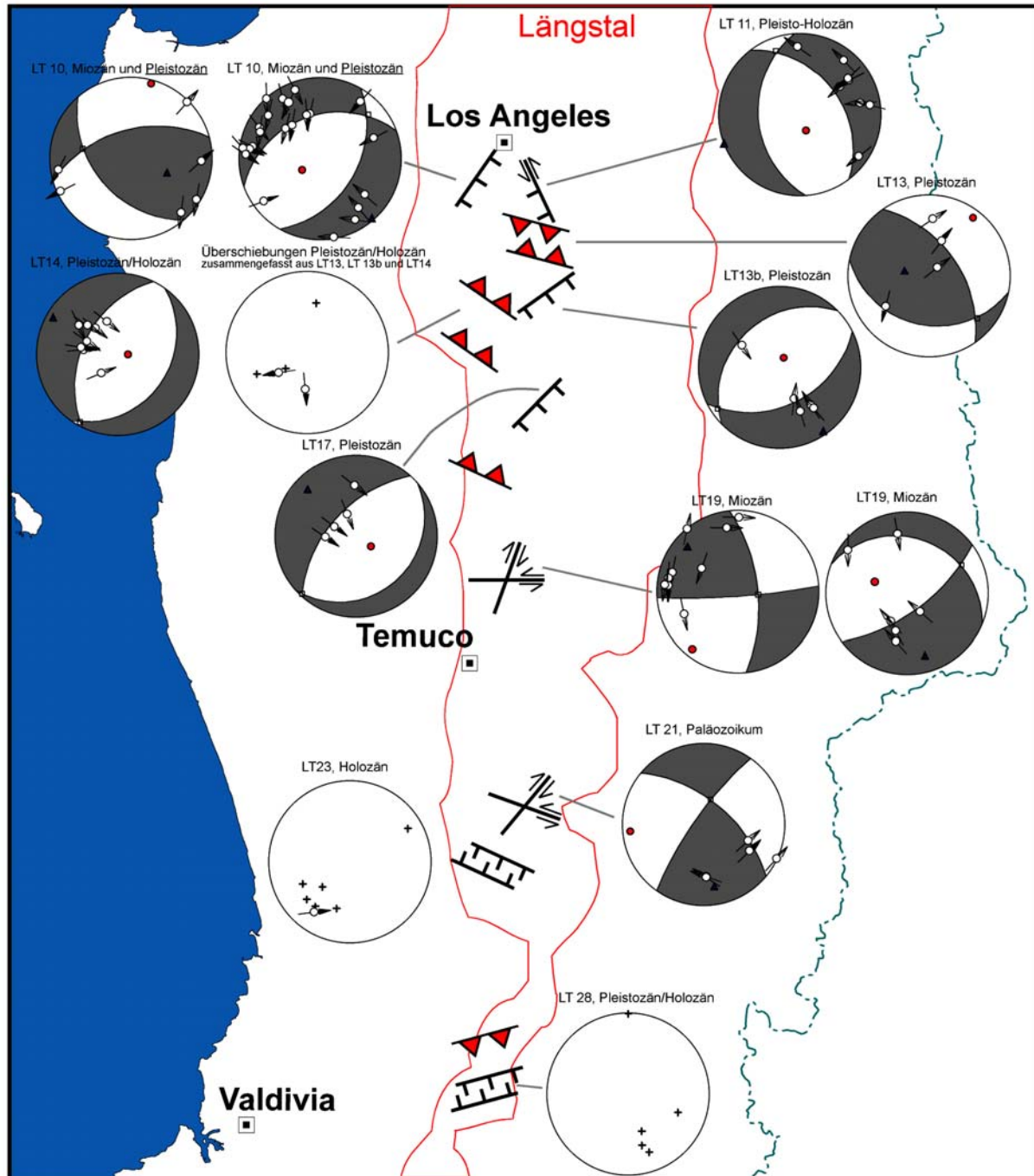


Abb. 5-22: Fault-striae Analyse im Längstal mit schematisch eingetragenen zugehörigen Strukturen.

Es lassen sich eindeutig zwei verschiedene Spannungsfelder für das Miozän und das Quartär abgrenzen. Miozäne Aufschlüsse (Bsp. LT19 in Abb. 5-22) und ein Aufschluss in paläozoischen Graniten (LT 21) entlang der das Längstal durchquerenden Straße Ruta 5 zeigen Lineare, die ein Horizontalverschiebungsregime mit NE-SW Einengung für das Miozän (oder aufgrund mangelnder pliozäner Aufschlüsse möglicherweise auch für das Pliozän) belegen. Die Bewegungen konzentrierten sich auf ca. NNE-SSW streichende dextrale und E-W streichende sinistrale Störungsflächen.

Die quartären Sedimente sind nur noch sehr untergeordnet von Horizontalverschiebungen betroffen. In ihnen können verschieden orientierte Abschiebungen und Überschiebungen beobachtet werden. Die Abschiebungen streichen zwischen NE-SW und NW-SE und zeigen Versatzbeträge bis zu 2,50m (Abb. 5-23).

Eingemessene Überschiebungen streichen NW-SE, nur ganz im Süden des Gebietes können auch NE-SW streichende Überschiebungen beobachtet werden (Abb. 5-24). Sie zeigen geringere Versatzbeträge bis zu 1,50m. Die unterschiedlichen quartären Störungsorientierungen und Deformationen können nicht aufgrund der Alter der zugehörigen Gesteine weiter zeitlich differenziert werden. Man muss daher davon ausgehen, dass die Störungen geologisch gesehen zeitgleich durch sich abwechselnde N-S Kompression und N-S Extension entstanden sind (s. Kap. 5.4.4). Die häufig vorkommenden Orientierungen in NE-SW oder NW-SE Richtung, die sich auch als Lineationen in der Luftbildanalyse widerspiegeln, sprechen dafür, dass ein Einfluss präexistenter Strukturen im Untergrund vorliegt.



Abb. 5-23: Aufschlussbeispiel (LT28) für ENE-WSW streichende Abschiebungen im Längstal. Die Abschiebungen betreffen quartäre Tuffe und Sande aber nicht den rezenten Boden. Versatzbeträge liegen zwischen 80cm und 1,50m (außerhalb des Bildausschnittes bis 2,50m, Bildausschnitt 20m breit).



Abb. 5-24: Aufschlussbeispiel (LT24) für ENE-WSW streichende Überschiebungen im Längstal. Die Rampe befindet sich an dem rechten Rand des Bildes und fällt mit 30° nach SSE ein. Der Versatz beträgt ca. 1,50m (weiterer Maßstab: Hammerkopf unten Mitte).

5.4.3 Neotektonik

Die Ab- und Überschiebungen wurden zum großen Teil in holozänen Sedimenten eingemessen und repräsentieren daher, auch wenn der oberste Bodenhorizont nicht mitversetzt war, mit höchster Wahrscheinlichkeit das neotektonische Spannungsfeld. Die Existenz einer ca. N-S gerichteten horizontalen Hauptspannung wird sowohl durch die wenigen vorhandenen oberkrustalen seismischen Herdflächenlösungen (s.a. Abb. 3-1c) als auch durch die Cereskopmessungen bestätigt. Die elektromagnetischen Messungen zeigen, dass im Ostteil des Längstales die maximale Hauptspannung SSE-NNW oder vertikal gerichtet ist. Bei der Querung des Längstales Richtung Westen nimmt die vertikale Spannungskomponente zu und wird zur maximalen Hauptspannung (σ_1). Die SSE-NNW orientierte horizontale Spannung wird zu σ_2 . Die Cereskopdaten zeigen somit nicht genau die dem Hauptteil der gemessenen Strukturen entsprechenden Spannungsfelder, betonen aber ebenfalls einen schnellen Wechsel zwischen einer maximalen Hauptspannung in vertikaler und in ca. N-S gerichteter horizontaler Orientierung. Diese beiden maximalen Spannungen haben somit fast gleiche Magnituden. Strukturen, die diesem Spannungsfeld entsprechen, finden sich z.B. in Aufschluss LT11 (Abb. 5-22), welcher sowohl Abschiebungen als auch Horizontalverschiebungen zeigt, die in einem von vertikalen und NNW-SSE gerichteten Spannungen dominierten Spannungsfeld zusammen bzw. kurz nacheinander entstehen können.

Das Flussnetz dokumentiert die rezente Unterteilung des Längstales in Blöcke und die Verkipfung einiger von ihnen nach Norden sowie eine Hebung des Bereiches um dem Río Malleco im westlichen Abschnitt des Längstales. Die Längsprofile des Río Bíobío, des Río Curacautín und des Río Allipen/Toltén (Anhang D) zeigen

im Längstal wenig interpretierbare Auffälligkeiten. Das Gefälle zeigt zwar in allen drei Flüssen Unregelmäßigkeiten, diese können aber selten Störungen oder großräumigen Hebungen und Senkungen zugeordnet werden. Der Río Curacautín und der Río Allipen zeigen im Osten des Längstales auf derselben geographischen Länge einen abrupten Übergang von einem mäandrierenden Flussverlauf zu einem Braided river, der sich in den Parameter-Kurven durch ein höheres Gefälle und schlagartig verringerte Sinuosität abzeichnet. Dies könnte auf eine sich N-S erstreckende Störung hinweisen, die rezent aktiv ist und von beiden Flüssen gekreuzt wird. Welcher Versatz an der etwaigen Störung stattgefunden hat, kann nur vermutet werden, da aufschiebende und abschiebende Versätze ähnliche Muster erzeugen können. Eine Abschiebung nach Westen mit einer leichten Verkipfung der Hangendscholle scheint am wahrscheinlichsten. Auffällig ist, dass das Gefälle des Río Bíobío im Längstal trotz zahlreicher Zuflüsse mit hoher Sedimentfracht nach Westen zunimmt, was jedoch mit der aus der Nord- und Westkipfung in diesem Block resultierenden Neigung nach NW korrelierbar ist. Der Bereich wird kurz vor der Küstenkordillere scharf begrenzt, was eventuell mit einem NNW-SSE Lineament zusammenhängen kann.

Eine N-S Kompression im Längstal wurde bereits von LAVENU & CEMBRANO (1999) in einem Aufschluss mit pleistozänen Gesteinen im Arbeitsgebiet beobachtet. Die Daten meiner Arbeit bestätigen deren Vermutung durch weitere Daten und fügen durch die Kombination mit gleichzeitigen Abschiebungen und die Unterteilung des Längstales in sich unabhängig voneinander bewegende Blöcke eine bisher nicht publizierte Komponente hinzu, die ein differenzierteres Modell für die neotektonische Entwicklung des südchilenischen Längstales fordert.

5.4.4 Kinematisches Modell für das südchilenische Längstal

Die strukturellen Daten sowie die Ergebnisse aus der Drainagenetzanalyse lassen sich in einem dynamischen Modell für das südchilenische Längstal im Untersuchungsgebiet vereinen. Die beobachtete N-S Einengung kann durch einen sekundären Effekt der Partitionierung des Konvergenzvektors (*strain partitioning*) erklärt werden:

Der gesamte Forearc des Untersuchungsgebietes ist an der dextralen Liquiñe-Ofqui Störungszone vom Rest des Kontinents abgekoppelt und bewegt sich als Krustensplitter (*forearc-sliver*, s. Kap. 2.3.7) nach Norden. Aus der Nordwärtsbewegung des Forearc-Slivers kann eine N-S Einengung resultieren, wenn die Bewegung behindert wird. Das kann in der Theorie durch einen konkav geformten Plattenrand (MCCAFFREY 1992) oder durch ein anderes Hindernis (*buttress*, BECK 1983) verursacht werden. Meine Daten zeigen, dass im Arbeitsgebiet eine Behinderung der Nordwärtsbewegung stattfinden muss (*buttress-effect*), da durch die resultierende N-S Einengung Überschiebungen initiiert werden. Zusätzlich zeigen die Daten, dass eine durch die Überschiebungen hervorgerufene Hebung wieder durch Abschiebungen gleicher Orientierung ausgeglichen wird. Ein schon bestehendes Modell, das diese Anordnung am besten erklärt, wurde von BECK et al. (1993) entwickelt und basiert auf ähnlichen Keilprozessen wie sie auch für den äußeren Forearc in dieser Arbeit beschrieben wurden:

Nach BECK et al. (1993) wird sich in einem Profil parallel zum Plattenrand betrachtet ein Keil durch Verdickung der Kruste bilden, wenn die freie Bewegung des Forearcs an der Horizontalverschiebung eingeschränkt wird (Abb. 5-25a). Das Hindernis (*buttress*) kann aus einer Änderung der Plattenrandgeometrie, einer Änderung physikalischer Eigenschaften der Lithosphäre, einer Verringerung der Konvergenzschiefe oder einer Änderung des Subduktionswinkels bestehen. Die Verdickung der Kruste erfolgt dabei ähnlichen Gesetzmäßigkeiten wie der Critical Taper bei Plattenrand-orthogonalen Prozessen. Der Unterschied besteht darin, dass der durch Plattenrand-parallele Prozesse bedingte Keil die Bewegungen des Forearcs beeinflussen kann, so dass die Geschwindigkeit des Forearcs an der Front gegen null geht, wenn die maximale Höhe des Keils erreicht ist. Nach BECK et al. (1993) gibt es dann nur zwei Möglichkeiten den Forearc weiter Plattenrand-parallel zu bewegen:

- 1) Eine Reduktion des Keilwinkels durch tektonische Extension oder Erosion, so dass danach ein erneuter Keilaufbau stattfinden kann.
- 2) Eine Ausweitung des Forearc-Krustensegmentes in Richtung Tiefseerinne durch ein Zerbrechen des Forearcs in krustale Blöcke, die durch Rotationen und Überlappungen die Plattenrand-parallele Bewegung akkomodieren. Dabei entstehen Kompressions- und Extensionsbereiche (Abb. 5-25b).

Der zweite Prozess wurde aufgrund der paläomagnetisch entdeckten Rotationen gegen den UZS im Forearc weit südlich des Arbeitsgebietes und dem bogenförmigen Verlauf einiger Fjorde, der den Begrenzungen der Krustenblöcke in dem Modell von BECK ähnelt, dort als dominierender Prozess der Akkomodierung Tiefseerinnen-paralleler Spannungen interpretiert (CEMBRANO et al. 1996).

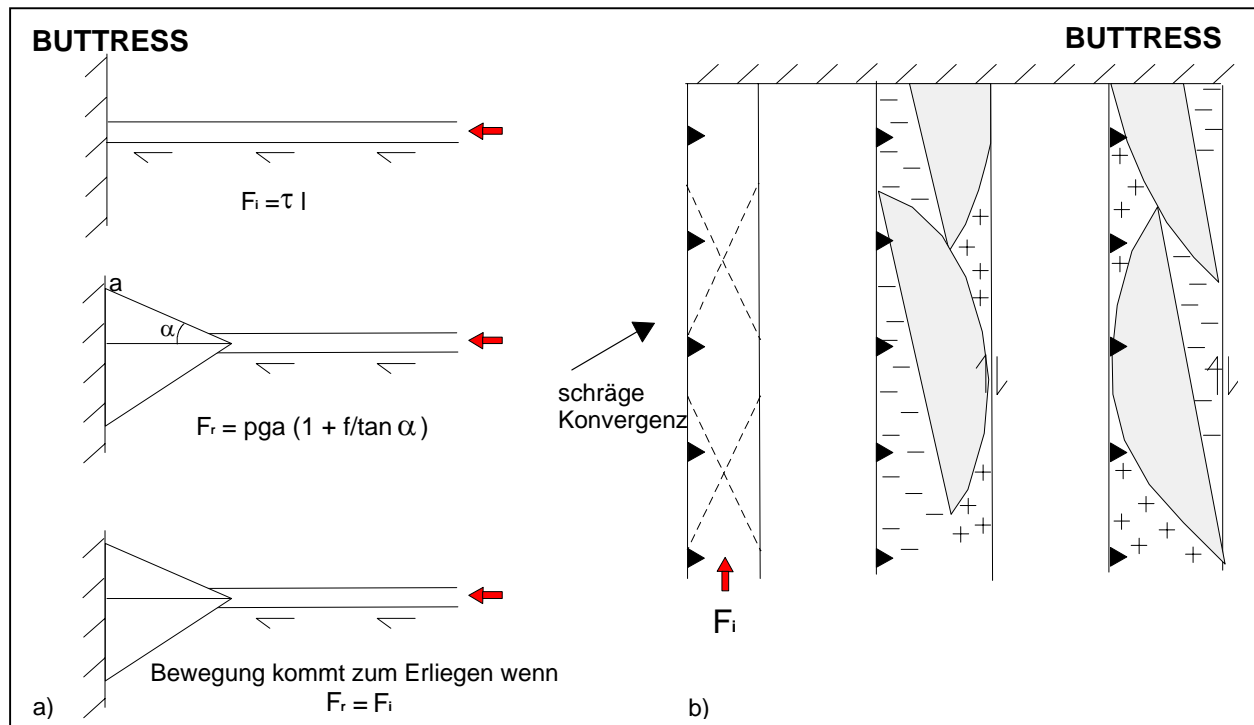


Abb. 5-25: Überwindung eines Hindernisses (*butteress*) in Plattenrand-parallelen Horizontalverschiebungssystemen (BECK et al. 1993).

a) Frontale Krustenverdrückung eines Forearc-Krustensegmentes (*sliver*), dessen Bewegung parallel zum Plattenrand durch ein an seiner Front liegendes Hindernis eingeschränkt wird. Profil des sich bildenden Keils und der ihn bestimmenden Parameter: F_i : Bewegung des Segmentes vorantreibende Kraft, F_r : Widerstandskraft, τ : Scherspannung an der Basis des Slivers, l : Länge des Slivers, p : Dichte, g : Erdbeschleunigung, a : Höhe des Keils, f : effektiver Reibungskoeffizient, α : kritischer Keilwinkel.

b) Überwindung des Hindernisses durch eine Aufweitung und das Aufbrechen des Slivers an konjugierten Brüchen. Die halbmondförmigen Blöcke bewegen sich durch Rotation und Überlappung, so dass Kompressionsbereiche (+) und Extensionsbereiche (-) entstehen.

Im eigenen Arbeitsgebiet lässt sich jedoch nur der erste Prozess sicher nachweisen. Die N-S Extension kann so als zur Reduktion des Keilwinkels beitragend interpretiert werden (Abb. 5-26). Eine zusätzliche Verringerung des Keilwinkels durch Erosion findet durch den klimatisch bedingten großen Transport von Sedimenten durch das Längstal nach Westen statt. Außerdem kann der Winkel des Plattenrand-parallelen Keils auch durch Plattenrand-orthogonale Keilprozesse verändert werden.

Die Unterteilung des Längstales in krustale Blöcke, die aus der Drainagenetzanalyse abgeleitet wurde, kann nicht sicher mit dem zweiten Prozess von BECK et al. (1993) in Verbindung gebracht werden, da die Blöcke und deren Verkipfung auch dem ersten Prozess zugeordnet werden können (s. Abb. 5-26). Eine Rotation der Blöcke (Abb. 5-27) deutet sich nur in geomorphologischen Analysen an: das Längstal zeigt in der topographischen Ausbildung keine Verdickung im nördlichen Bereich, d.h. dass entweder eine extreme Reduktion des Keiles an dieser Stelle stattgefunden hat oder durch Rotationen ein Extensionsbereich an der Front des Keiles entstanden ist. Die unregelmäßige Topographie im Küstenbereich und andere Hinweise (Abb. 5-27c) könnten diese Vermutung bestätigen. Die bei diesem Mechanismus zu erwartenden Horizontalbewegungen an den Blockgrenzen konnten jedoch an der Oberfläche nicht beobachtet werden. Da sie bei diesem Prozess entgegen ihrem in der Hauptkordillere identifizierten Bewegungssinn reaktiviert werden, müssten diese Bewegungen im Übergang zur Hauptkordillere zu Platzproblemen führen, auf die keine Hinweise vorliegen.

Ich gehe daher davon aus, dass ein kritischer Keil früher im Quartär existierte und eine weitere Nordwärtsbewegung des Forearcs nach Erreichen des maximalen Keilwinkels nicht mehr möglich war. Danach wurde die Keiloberfläche definitiv durch Extension und Erosion und eventuell durch Blockrotationen reduziert. Der rezent stattfindende Prozess spiegelt den Übergang zu einem erneuten Aufbau des Keiles wider, wie aus der durch Cereskopmessungen nachgewiesenen, nachlassenden vertikalen Spannungskomponente und Daten von Überschiebungseben nördlich des Arbeitsgebietes abgeleitet werden kann.

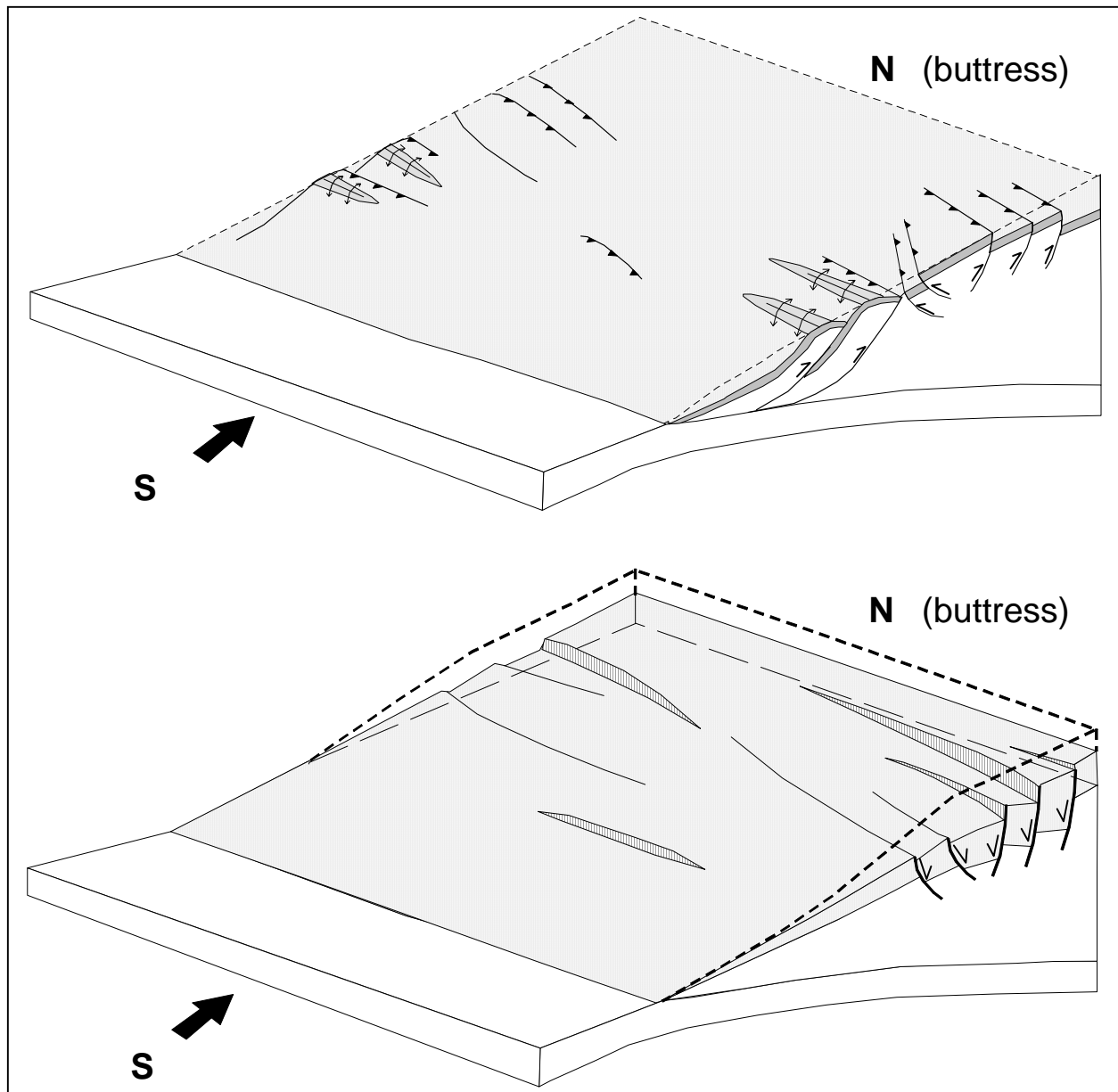


Abb. 5-26: Schematische Darstellung des Aufbaus eines Plattenrand-parallelen Keils im Arbeitsgebiet durch Überschiebungen und das anschließende Zergleiten an parallel zu den Überschiebungen und Falten orientierten Abschiebungen. Bei beiden Prozessen können an den Störungen Blöcke entstehen, die verkippt werden.

Das die N-S Kompression und den Aufbau von krustalen Keilen und eine Invertierung von Beckenstrukturen bedingende Hindernis kann im Untersuchungsgebiet sowohl das Ende der Liquiñe-Ofqui Störungszone bei 38°S als auch der Küstenbatholith in der Cordillera de Nahuelbuta oder der unregelmäßig geformte Kontinentrand sein. Die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Untersuchungen in der Hauptkordillere werden zeigen, dass die wahrscheinlichste Ursache das Ende der Liquiñe-Ofqui Störungszone ist.

Die für diese Region neue Interpretation eines sich aufbauenden und wieder zergleitenden Krustenkeils, der durch Plattenrand-parallele Prozesse gesteuert wird, kann nur im inneren Forearc (Längstal) nachgewiesen werden, obwohl auch der äußere Forearc von diesem Mechanismus betroffen ist. Im äußeren Forearc überlagern sich jedoch die orthogonalen und parallelen Bewegungen und führen zu einem komplexeren Deformationsmuster. Die nordwärts gerichtete Bewegung wird an der Küste nicht wie im Längstal an oberflächennahen Überschiebungen sondern durch eine Reaktivierung NW-SE streichender Schwellen im Untergrund und oberflächennahen Seitenverschiebungen abgebaut.

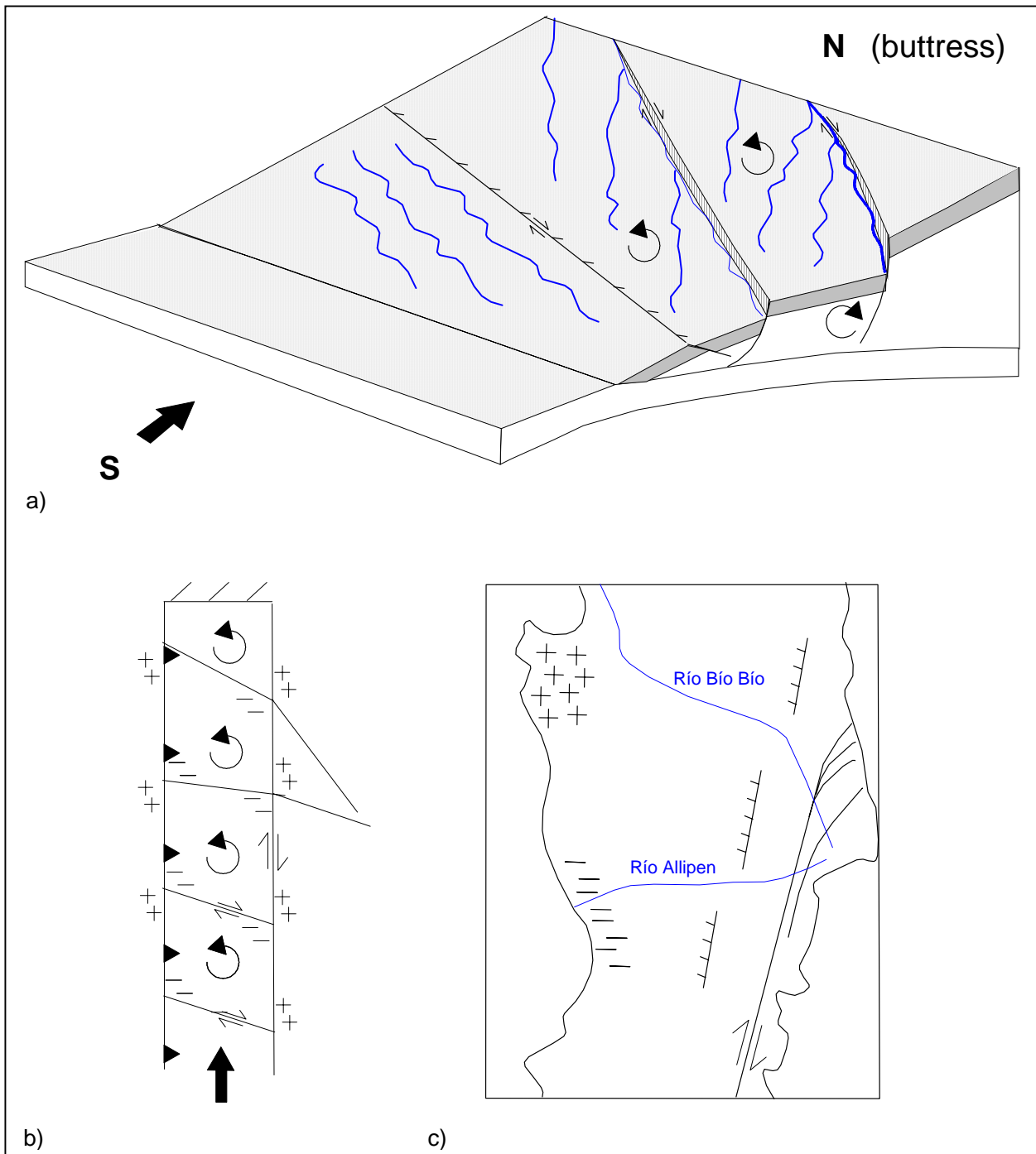
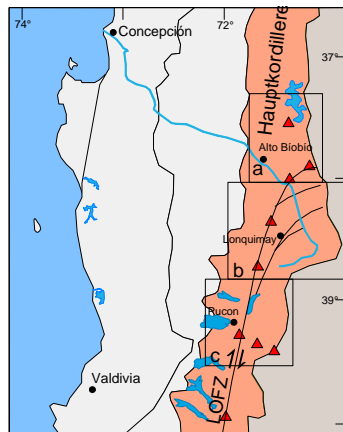


Abb. 5-27: a) Unterteilung des Längstales in durch Abschiebungen begrenzte Blöcke, die bei der Extension verkippt wurden. Als eventueller zweiter Prozess könnten die Blöcke bei weiterer N-S Einengung gegen den UZS rotieren. Die Blockgrenzen würden als dextrale Seitenverschiebungen reaktiviert werden.
 b) Schematische Darstellung der bei Blockrotationen auftretenden Hebungs- und Senkungsbereiche an den Ecken der Blöcke. Von Osten kommende Lineationen würden gegen den UZS abknicken.
 c) Hinweise auf Blockrotationen im Untersuchungsgebiet: 1) Der Río Bío Bío knickt bei Eintritt in das Längstal gegen den UZS ab. Im Norden anschließende Flüsse zeigen dieses Phänomen ebenfalls. 2) Der morphologische Übergang zwischen Hauptkordillere und Längstal (schematisch mit einer Abschiebungssignatur dargestellt) erscheint dextral versetzt. 3) Die unregelmäßige Topographie an der Küste könnte zusätzlich zu anderen in dieser Arbeit beschriebenen Faktoren durch Einengungs- und Extensionsprozesse beeinflusst sein, die durch Platzprobleme bei Blockrotationen auftreten können (s. b). Diese Hinweise stellen jedoch keine eindeutigen Beweise dar (Diskussion s. Text).

5.5 Ergebnisse und Modelle für die Hauptkordillere



Das Untersuchungsgebiet im Magmatischen Bogen erstreckt sich von 37°-39°30' südlicher Breite von der Laguna de la Laja im Norden über Lonquimay und Melipeuco bis Pucon im Süden. Nach Süden hin sind zunehmend tiefere Krustenstockwerke aufgeschlossen. Südlich von 39°30' wurden wegen des hohen Alters der Gesteine nur noch geringe Datenmengen aufgenommen, die nicht in die vorliegende Arbeit integriert werden.

Vom westlichen Beginn der Hauptkordillere bis zur chilenisch-argentinischen Grenze sind es ca. 70km. Die in diesem Bereich vorkommenden aktiven Vulkane (von N nach S: Antuco, Copahue, Callaqui, Lonquimay, Llama, Villarrica und Lanín) bilden die höchsten Gipfel des Untersuchungsgebietes. Größter Fluss ist der Río Bío-Bío, der bei ca. 39°S im Lago Gualletue entspringt und im Nordwesten nach dem Zufluss etlicher Zubringerflüsse den magmatischen Bogen verlässt, um das Arauco-Bío-Bío Trench-Arc-System bis zur Pazifikküste zu durchqueren.

5.5.1 Morphotektonik

Die Hauptkordillere zeigt ein sehr ausgeprägtes Relief, dessen topographische Durchschnittshöhe von Norden nach Süden abnimmt. Die höchsten Höhen werden flächenhaft auf den Lavaplateaus an der Grenze zu Argentinien (ca. 2000m) und punktuell an den Vulkanen (Llama 3125m und Lanín 3717m) erreicht. Die Hauptkordillere ist von prägnanten Lineamenten durchzogen, die tiefe Täler abbilden. Auch die plio-pleistozänen Lavaplateaus sind davon betroffen. Die Hauptstreichrichtung der Täler ist NNE-SSW und entspricht damit der Streichrichtung der Liquiñe-Ofqui Störungszone (LOFZ). Besonders im Südteil der Kordillere bildet sie das dominante Muster, das weiter nördlich zunehmend durch E-W Lineamente und untergeordnet NW-SE und NE-SW streichende ergänzt wird.

Das Satellitenbild des Bereiches zwischen 37° und 39°S (Abb. 5-28) zeigt die Überlagerung verschiedener Fotolineationsrichtungen. Drei Hauptstreichrichtungen können festgestellt werden:

- **NNE-SSW bis NE-SW**
- **E-W**
- **NNW-SSE**

Die auffälligsten Lineamente streichen auch hier NNE-SSW und bilden Teile des nördlichen Ausläufers der Liquiñe-Ofqui Störungszone, deren Hauptzweig durch die aktiven Vulkane Llama und Lonquimay verläuft. Eine parallel verlaufende, im Satellitenbild eindeutig auszumachende Lineation, wird in dieser Arbeit als aktive Störung identifiziert und als Lonquimay Störung bezeichnet. Sie stellt eine aktive Zweigstörung der LOFZ dar. Der Großteil der NNE-SSW streichenden Störungen scheint ca. bei 38°S nach E abzubiegen bzw. aufzufiedern, um eine extensive Pferdeschwanz-Struktur (*horsetail-structure*) zu bilden. Da in den holozänen Laven die Spuren der Störungen nur schwer zu sehen sind, ist der in der geologischen Vergangenheit beträchtliche dextrale Versatz rezent wahrscheinlich geringer oder wird eher über die zahlreichen Zweigverschiebungen abgebaut. Die in holozänen Gesteinen auftretenden Lineationen konnten aber im Gegensatz zu denen in älteren Gesteinen auch noch nicht durch glaziale Erosion herauspräpariert werden.

Nördlich von 38°S nimmt die Dominanz der NNE-SSW streichenden Lineamente ab und es zeigt sich nur noch ein Hauptlineament gleicher Streichrichtung, das am Río Queuco entlang in Richtung des Vulkanes Antuco führt. Diese in dieser Arbeit als Queuco Lineament bezeichnete Lineation wird als das westlichste Segment der LOFZ interpretiert, das innerhalb der Horsetail-Struktur weiter nördlich nach Osten abbiegt. E-W und N-S Lineamente mit großen Abweichungen der Streichrichtungen treten nördlich 38°S auf. N-S streichende Lineamente werden meist durch Faltenachsen in den miozänen Sedimente gebildet.

NE-SW streichende Lineamente können ebenfalls in diese Gruppe eingeordnet werden, da sie zu einem großen Teil als Riedel-Scherrisse oder Fiederspalt der LOFZ angesehen werden können. Die Längserstreckung der Vulkane zeichnet diese Richtung nach, da diese Strukturen Schwächezonen darstellen, die gleichzeitig ca. senkrecht zur kleinsten horizontalen Spannung gerichtet sind.

Nördlich von 39° S zeigen E-W streichende Lineationen eine ähnliche Prägnanz und Länge wie die der LOFZ. Sie bilden breite Täler ab, in denen die großen Flüsse nach Westen fließen. Die Talbegrenzungen sind häufig steil und zeigen Dreiecksfacetten. Ursprünglich entlang anderer Störungsrichtungen fließende Flüsse biegen bei Kontakt in die E-W Richtung um (z.B. der Río Lonquimay am Curacautín Lineament). Im Satellitenbild deuten

sich gegenseitige Überprägungen der NNE-SSW und E-W streichenden Lineationen an. NNE-SSW (bis NE-SW) streichende Lineationen werden in den Strukturdaten als dextrale und E-W streichende als sinistrale Horizontalverschiebungen charakterisiert (s. Kapitel 5.5.2).

NNW-SSE streichende Lineationen treten weniger häufig auf und zeigen selten einen ausgedehnten geradlinigen Verlauf. Die Lineamente scheinen älteren Ursprungs und durch jüngere Störungen in ihrem Verlauf versetzt worden zu sein. Kurze Segmente können dagegen auch scharfe Lineationen ausbilden.

Ein auch in der Literatur erwähntes NNW-SSE streichendes Lineament ist die Bío Bío-Aluminé Störungszone (MUÑOZ & STERN 1988), deren Orientierung im südlichen Bereich den Verlauf des Río Bío Bío und des Río Aluminé in Argentinien ausserhalb des Untersuchungsgebietes kontrolliert. Der geologischen Karte ist zu entnehmen, dass die pliozänen bis pleistozänen Vulkanite der östlichen Präkordillere (Pino Hachado Hoch, s.a. Abb. 2-11) nur östlich dieser Störungszone vorkommen. Welche Bewegungen aber dort stattfanden und ob sie für die relative Hebung des Lavaplateaus verantwortlich sind, ist noch unklar. In der Literatur werden die Möglichkeiten der Hebung an einer Überschiebung nach Osten (ALLEN, pers. Mitt. in MUÑOZ & STERN 1988) oder der Entstehung des Plateaus durch Extension an den Seiten (RAMOS 1978) kontrovers diskutiert. Diese Aussagen beziehen sich aber auf Untersuchungen an der Ostseite des relativ gehobenen Blockes in Argentinien. Meine Daten zeigen hauptsächlich sinistrale und keine vertikalen Bewegungen in dieser Störungsrichtung.

Ab Höhe des Vulkans Lonquimay ($38^{\circ}30'$) steigt die Lineamentmenge in nördliche Richtung zusehends an und eine besonders starke Überlagerung verschiedener Richtungen ist südlich der Vulkane Copahue und Callaqui zu beobachten. Alle drei Hauptrichtungen (NNE-SSW, E-W und NNW-SSE) spielen in diesem Abschnitt eine wichtige Rolle.

Die durch Großlineamente abgebildeten Störungen kontrollieren zeitweilig den Verlauf einiger wichtiger Flüsse, wie z.B. dem Río Lonquimay und dem Río Lolco. In diesen Bereichen bildet sich ein spalierartiges Gewässernetz aus. In weniger stark von Störungen beeinflussten Regionen auf homogenem Untergrund, wie z.B. auf den Graniten des Nordpatagonischen Batholithen, ist ein dendritisches Drainagenetz mit lokalen Vorzugsrichtungen zu beobachten. An den Vulkanen ist das Gewässernetz radial angeordnet.

Im nördlichen Segment des Untersuchungsgebietes an der Laguna de la Laja orientieren sich größere Wasserscheiden und die Hauptflüsse des spalierartigen Netzes parallel zu den Faltenachsen in N-S Richtung, während deren kurze Zubringer E-W Richtungen bevorzugen. Weiter südlich orientiert sich das spalierartige Netz an verschiedenen Vorzugsrichtungen (NNE-SSW, E-W, ESE-WNW, N-S), von denen die NNE-SSW Richtung der LOFZ die auffälligste ist. Deren Dominanz innerhalb des Flusssystems und der Wasserscheiden nimmt nach Süden hin kontinuierlich zu, weil dort die Störungstäler durch glaziale Einflüsse während des Plio-Pleistozäns verbreitert wurden.

Besonders auffällige Wasserscheiden zeigen sich in E-W Richtung bei ca. 38°S und bei 39°S , wo diese auch unterschiedlich orientierte Flussnetze voneinander trennen.

Der Übergang zwischen dem dendritischen/spalierartigen Flussnetz der Hauptkordillere und dem parallelen Muster des Längstales ist abschnittsweise scharf, im Verlauf aber undulierend.

5.5.2 Tektonische Strukturen und Paläospannungsanalyse

Die Auswertung der Fault-striae Daten definierte die Bewegungssinne an den im Satellitenbild identifizierten Lineamenten und ließ eine Separierung der Daten in verschiedene Spannungszustände zu. Wegen der überwiegend steilen Störungsflächen, die leicht als Horizontalverschiebungen und auch als Abschiebungen reaktiviert werden können, ergab sich ein komplexes Deformationsmuster, das viele Überprägungen und Reaktivierungen zeigt. Die meisten Daten stammen aus miozänen Aufschlüssen, so dass die am Ende des Kapitels vorgestellte zeitliche Einteilung der Daten in Phasen vom Miozän bis zum Holozän (Kap. 5.5.4) auch auf den selten zu beobachtenden Überschneidungskriterien, der Qualität der Lineare und der Korrelation mit Makrostrukturen, deren Alter sich aus dem geologischen Zusammenhang ergeben, basiert.

Es wurde eine Vielzahl von Daten in über 100 Aufschlüssen aufgenommen und statistisch ausgewertet, um einen Einfluss von lokalen Rotationen oder Gravitationseffekten zu minimieren. Bei der Auswertung wurde davon ausgegangen, dass in dem Untersuchungsgebiet ab dem Pliozän keine großräumigen Rotationen an der Liquiñe-Ofqui Störungszone stattfanden, was für das Pliozän und Quartär auch von LAVENU & CEMBRANO (1999) vermutet wurde. Lokale Rotationsbereiche sowie das Auftreten geringer Rotationsbeträge innerhalb der Scherzonen konnten aber durch die Analyse abgegrenzt werden.

Aus der großen Menge an aufgenommenen Daten besonders in miozänen und kretazischen Aufschlüssen wird eine Auswahl von repräsentativen Aufschlüssen mit häufig auftretenden Werten präsentiert, welche auch die

regionale Verteilung der Daten dokumentiert. Das Untersuchungsgebiet wird dafür in drei Segmente von Nord nach Süd unterteilt. Wegen der Menge der Aufschlüsse können die Einzeldaten nicht, wie für die anderen morphotektonischen Einheiten durchgeführt, direkt in den *beachball* in der Abbildung geplottet werden. Die Strukturdaten werden somit extra in einer Tabelle im Anhang präsentiert (Anhang F). Erst nach der räumlichen Darstellung der Daten verschiedener zeitlicher Perioden wird eine die Segmente umfassende Unterteilung in verschiedene Deformationsphasen vorgestellt (Kap. 5.5.4).

a) Laguna de la Laja/Alto Bío Bio (37°-38°S) (Abb.5-29):

Das Gebiet an der Laguna de la Laja zeigt beeindruckende Falten in den miozänen Sedimenten des Cura-Mallín Beckens (Abb. 5-30). Es sind sowohl Störungswachstumsfalten (*fault propagation folds*) als auch Rampenfalten (*fault-bend folds*) ausgebildet, deren Achsen ca. N-S streichen. Die Faltung ist eng bis offen mit durchschnittlichen Wellenlängen von 4km. In den Fault-striae Daten der miozänen Sedimente sind noch Relikte dieser Faltungsphase überliefert. Die geringe Datenmenge relativ flach einfallender N-S streichender Überschiebungen (LL4 und LL6) wurde in flach lagernden Sedimenten gemessen, so dass keine Rotation bzw. „Entfaltung“ der Daten vorgenommen wurde. Etwas weiter südlich treten noch NE-SW streichende Überschiebungswerte in miozänen Aufschlüssen auf (z.B. LL13/14 am Río Queuco), die eventuell für eine spätere Rotation dieses Bereichs um eine vertikale Achse sprechen.

In diesen Faltungsgebieten kommen immer auch Abschiebungen gleicher Streichrichtungen vor (LL4, LL6, LL10, LL20). Diese können mit einer Reaktion auf die Faltung, also einem gravitativen Zergleiten der gehobenen Bereiche zusammenhängen. Das Auftreten extrem mächtiger Lavadecken ab dem unteren Pliozän, die durch ihre basische geochemische Signatur (z.B. Olivin-basalte, SUAREZ & EMPARAN 1997) eine kurze Verweildauer in der Kruste anzeigen, spricht aber dafür, dass die Abschiebungsdaten einer großräumigeren Extensionsphase zugeordnet werden müssen.



Abb. 5-30: Störungswachstumsfalte (*fault-propagation fold*) süd-östlich Laguna de la Laja. Links im Bild der aktive Vulkan Antuco (Blickrichtung nach NNW).

Hinweise auf Horizontalverschiebungen treten erst im südlichen Teil dieses Untersuchungssegmentes auf. Dominierend sind Daten, die unter NE-SW Einengung entstanden sind (LL17, AB3, AB6, AB7, AB16). Diese zeigen für ca. N-S streichende Störungen dextrale und für ca. E-W streichende Störungen sinistrale Bewegungssinne. Das zugehörige Spannungsfeld tritt in der Nähe der Queuco Lineation und weiter östlich in der Umgebung der LOFZ sowohl in miozänen als auch in plio-pleistozänen Gesteinen auf, was auf eine Aktivität dieser Störungen bzw. dieses Spannungsfeldes bis in das Quartär hinweist. Die ermittelten Hauptspannungen zeigen z.T. eine transtensive Komponente (z.B. LL17, AB16).

Auf die Umgebung der Bío Bio Störungszone beschränkt treten auch horizontale Spannungsfelder unter NW-SE Einengung auf (z.B. AB3, AB6, AB10). Diese definieren die Bío Bio Störung und Bewegungen parallel zu ihr als sinistral sowie E-W bis NE-SW streichende Störungen als dextral (AB3, AB6).

Zusätzlich kommen besonders in der nördlichen Hälfte dieses Untersuchungssegmentes auch Lineare vor, die auf eine N-S gerichtete Einengung hinweisen (LL1, LL5, AB 7). Diese Einengungsrichtung führt dazu, dass Lineare parallel zu Großstörungen plötzlich entgegengerichtete Bewegungssinne zu denen im dominanten Spannungsfeld zeigen können (z.B. parallel zur LOFZ sinistral, parallel zur Bío Bio Störungszone dextral). Die Datendichte ist zwar im Vergleich gering, vereinzelte Daten treten aber auch in plio-pleistozänen Gesteinen auf. Abschiebungen kommen mit verschiedenen Streichrichtungen und in verschiedenen alten Aufschlüssen vor. Abschiebungsflächen ohne Linear in quartären Ablagerungen im südlichen Teil dieses Segmentes zeigen, dass zumindest E-W (bis NW-SE und NE-SW streuend) streichende Abschiebungen in jüngster Zeit entstanden sind. Daher ist das rezente Spannungsfeld in diesem Bereich wahrscheinlich extensiv oder transtensiv.

b) Lonquimay/Melipeuco (38-39°S) (Abb. 5-31):

Die den Großteil des magmatischen Bogens zwischen 38° und 39°S bildenden miozänen Vulkanite und Sedimente zeigen auch in diesem Abschnitt eine Faltung, die aber wegen wesentlich größerer Öffnungswinkel sehr viel unauffälliger ist als weiter nördlich an der Laguna de la Laja. Die offene Faltung zeigt Wellenlängen von über 20km. Zu der Faltungsphase gehörende Fault-striae Daten sind nicht sicher überliefert.

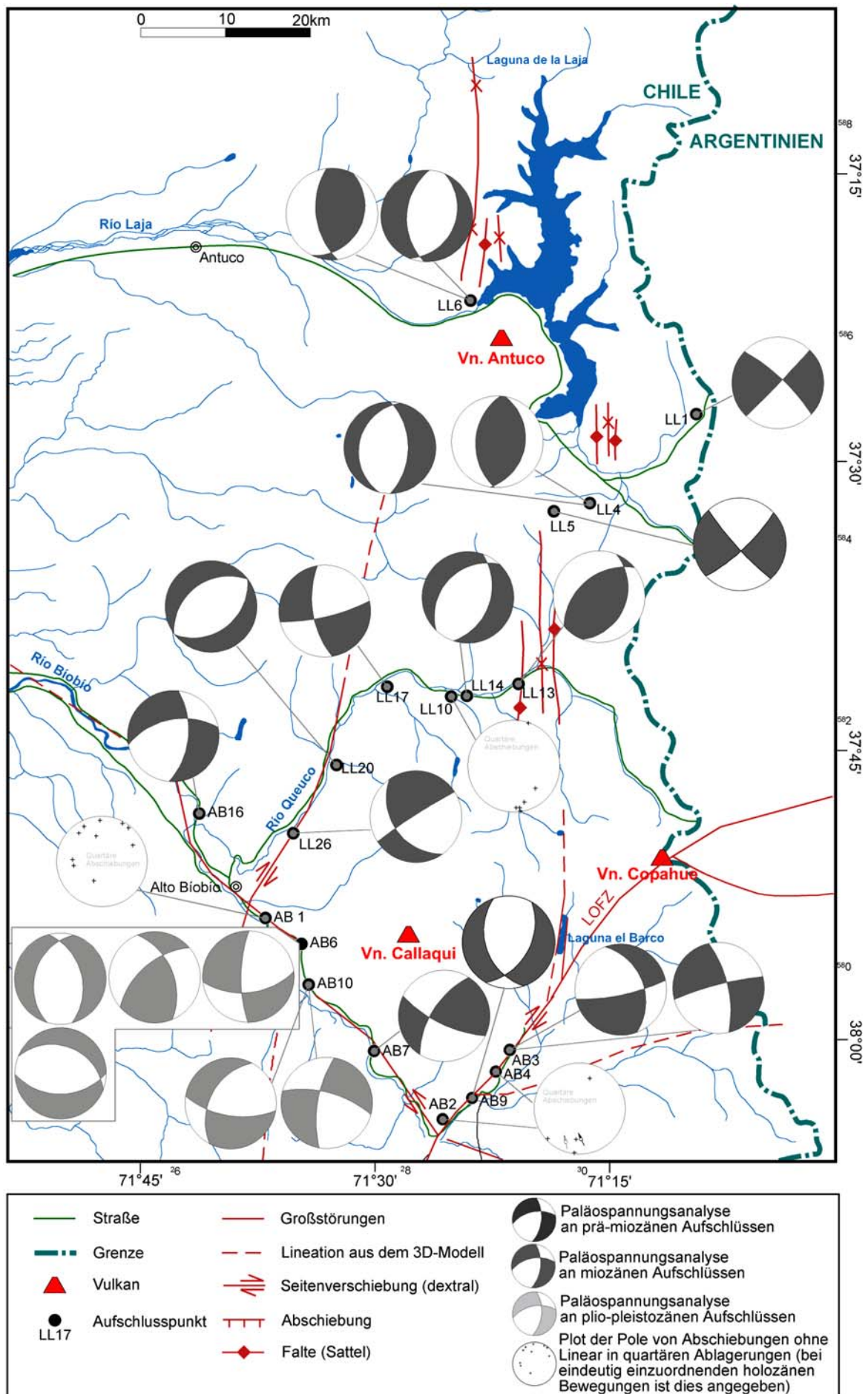


Abb. 5-29: Fault-striae Analyse im Raum Laguna de la Laja/Alto Biobío.

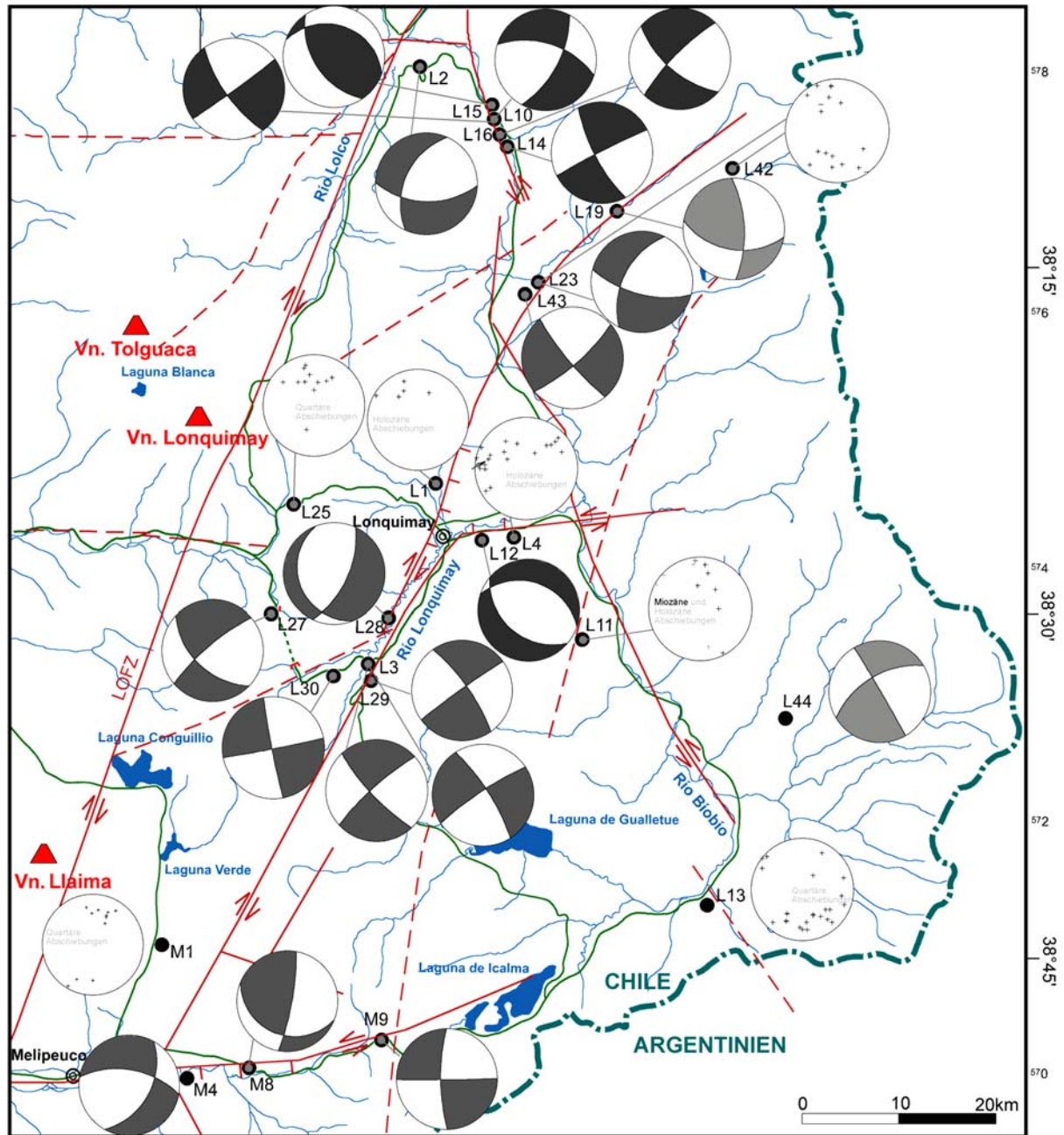


Abb. 5-31: Fault-striae Analyse im Raum Longquimay/Melipeuco. Legende s. Abb. 5-29.

Überschiebungsdaten in kreidezeitlichen Aufschlüssen, die eine NE-SW Kompression zeigen (LL15), könnten eventuell diesem Ereignis entstammen aber auch schon in einer oberkretazischen Kompressionsphase angelegt worden sein. Neben der leichten Faltung zeigen aber auch die westgerichtete Überschiebung jurassischer Gesteine auf die obermiozäne Mitrauquén Formation bei Liucura (s.a. Abb. 2-11) und kleinere überschiebende Versätze innerhalb der Falten einen Einfluss der Faltungsphase auf die Gegend um Lonquimay an.

In den Störungsdaten wurden hauptsächlich Horizontalverschiebungen dokumentiert, die wahrscheinlich die älteren Daten der obermiozänen Überschiebungsphase überprägten. Die meisten gemessenen Seitenverschiebungen in miozänen bis pleistozänen Gesteinen entstanden unter einer Einengungsrichtung von ca. NE-SW (z.B. L2, L10, L16, L19, L23, L30, M4, M8, M9). In diesem Spannungsfeld zeigen NNE-SSW streichende Störungen dextrale und E-W verlaufende Störungen sinistrale Bewegungen. Gegenseitige Überschneidungen und die ähnliche Prägnanz beider Störungsrichtungen im Satellitenbild zeigen, dass sie gleichzeitig und somit in einem konjugierten System aktiv sind. Die Lineare und Störungsflächen sind zum großen Teil von sehr guter Qualität ohne Verwitterungserscheinungen. Störungen ohne Lineare in pleistozänen bis holozänen Ablagerungen zeigen, dass beide Störungsflächenpopulationen rezent von Schrägabschiebungen und Abschiebungen betroffen sind (L1, L4, L11, L13, M1) (Abb. 5-32). Daten aus miozänen Aufschlüssen, die transtensive Bewegungen unter NE-SW Einengung zeigen, werden daher auch der jüngsten Deformationsphase zugerechnet (z.B. L2, L10, L23, L28, M4). Eine Transtension ist nicht nur an dem Verhältnis der Hauptspannungsachsen (R) und deren Orientierung ablesbar, sondern auch an der Verteilung der P-Achsen des Gesamtdatensatzes eines Aufschlusses. Abb. 5-33 zeigt ein Beispiel einer für Transtension typischen Gürtelverteilung der P- und B-Achsen. Da abschiebende und horizontal verschiebende Daten in dem Plot kombiniert werden, müssen die P- und die B-Achse (σ_1 und σ_2) ihre Position annähern oder tauschen. Die T-Achse (σ_3) bleibt jedoch immer in der gleichen Position.



Abb. 5-32: In der Verlängerung der Lonquimay Störungszone sind in holozänen Aschelagen Abschiebungen zu beobachten (Beispiel L1, Maßstab: Hammer in der Mitte des Bildes direkt an der Abschiebung).

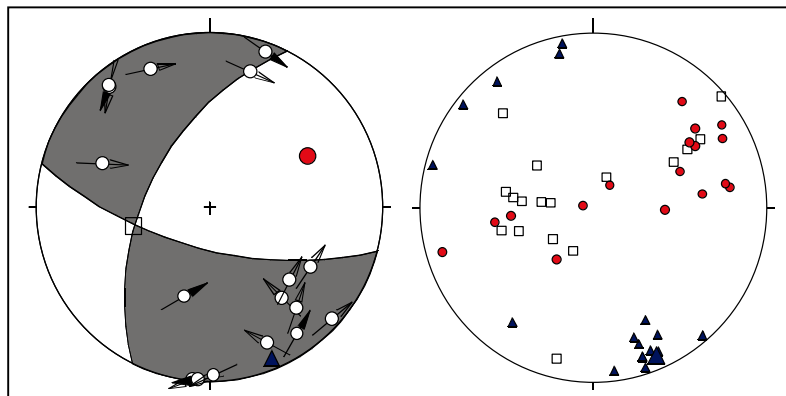


Abb. 5-33: Beispiel (L23), für die bei Transtension typische Gürtelverteilung der P- und B-Achsen (rechts).

sind nur z.T. auch von rezenten abschiebenden Bewegungen betroffen (z.B. L4, L13).

Strukturen, die auf eine N-S gerichtete Einengung hinweisen, treten nur vereinzelt im Nordbereich des Untersuchungssegmentes und südlich Lonquimay auf (L10, L43, L3).

Bereiche mit diversen, sich aus der Paläospannungsanalyse ergebenden Einengungsrichtungen, sind immer auch Lokalitäten, in denen mehrere wichtige Störungszonen zusammentreffen, wie z.B. am Nordende des Segmentes, wo die Bío Bío Störungszone und die LOFZ sowie E-W streichende Lineamente aufeinandertreffen. Diese Lokalitäten sind Bereiche, in denen sich von den Störungen beeinflusste Spannungsfelder überlagern und zu Spannungskonzentrationen sowie lokalen Rotationen mit großen Beträgen führen können.

Andere Einengungsrichtungen, die sich aus der Paläospannungsanalyse horizontaler Lineare ergeben, streichen E-W bis WNW-ESE und sind auf konjugierte NE-SW streichende dextrale und NW-SE streichende sinistrale Störungen zurückzuführen (L14, L27, L29, L3, L44). Sie treten entweder in der Nähe der Bío Bío Störungszone oder bei Lonquimay in direktem Kontakt mit den aktiven NNE-SSW streichenden Zweigen der Liquiñe-Ofqui Störungszone auf (z.B. Lonquimay Störungszone). NW-SE streichende Störungen parallel zur Bío Bío Störungszone

c) Pucon (39° - $39^{\circ}30'$) (Abb. 5-34):

Im Gebiet um Pucon sind keine verfalteten miozänen Sedimente und Vulkanite aufgeschlossen. Die miozänen Granite dokumentieren wegen ihres rheologischen Verhaltens keine Faltung, aber noch spröde Relikte dieser Phase (z.B. P6). Die Kompressionsrichtung, die sich aus diesen Überschiebungslinien ergibt, ist genau wie an der Laguna de la Laja E-W (P6) und in einigen Aufschlüssen NW-SE gerichtet (nicht dargestellt).

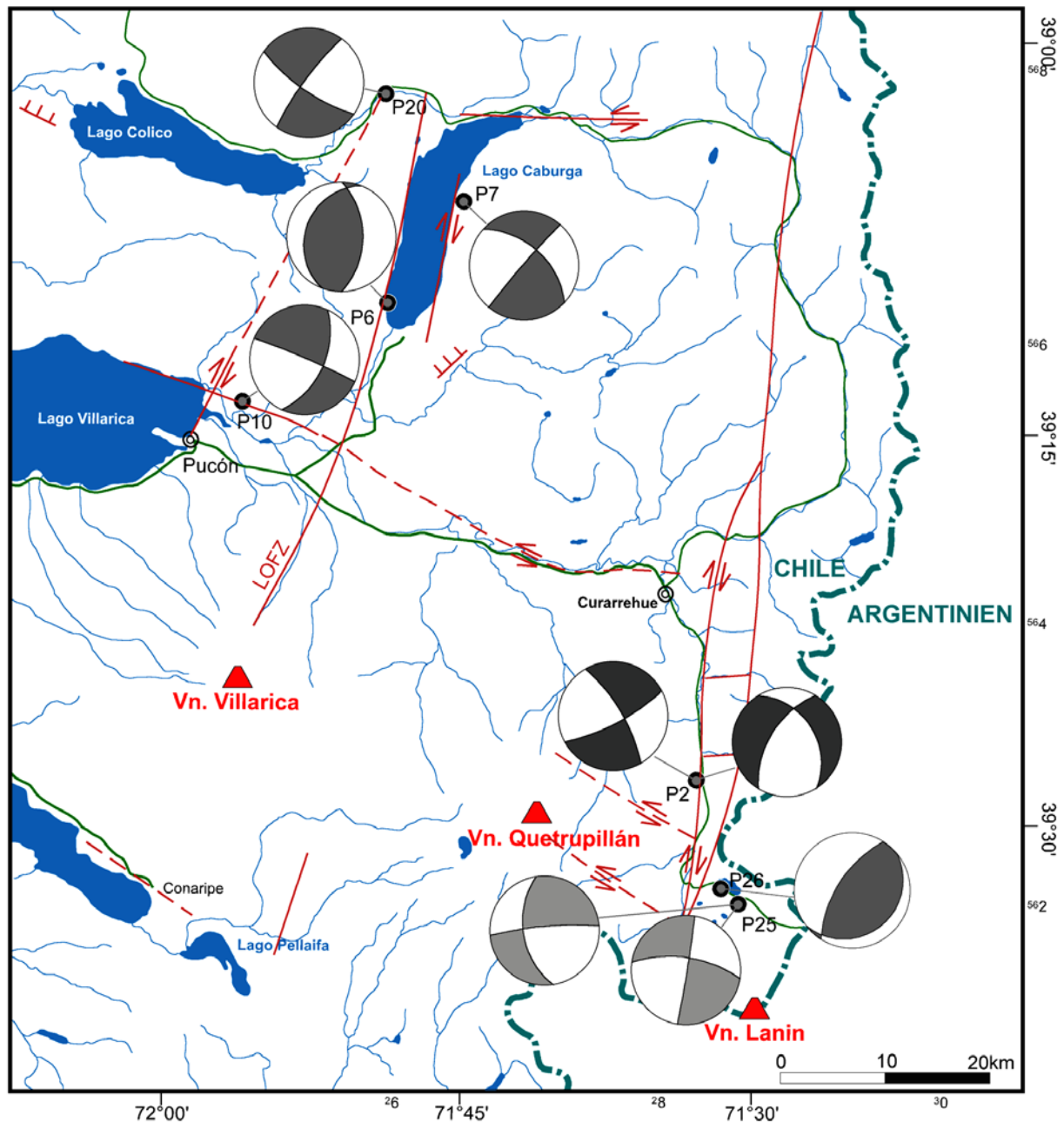


Abb. 5-34: Fault-striae Analyse im Raum Pucon. Legende s. Abb. 5-29.

Wie in Lonquimay überwiegen Daten mit horizontalen Bewegungen unter NE-SW Einengung (P20, P10, P7, P26, P26). Das konjugierte System NNE-SSW streichender dextraler (Abb. 5-35) und E-W (bis WNW-ESE) streichender sinistraler Störungen ist auch hier Grundlage dieser ermittelten Einengungsrichtung. Ein prägnanter Unterschied zur Lonquimay Region ist jedoch, dass diese Störungen nicht rezent von Transtension oder sogar Extension betroffen sind. Abschiebende Bewegungen treten nur sehr untergeordnet in variierenden Orientierungen auf (z.B. P2). Sowohl die nicht vorhandene transtensive Komponente der Fault-striae Daten als auch das nur vereinzelte Auftreten von Abschiebungen in quartären Aschelagen spricht dafür, dass der Bereich um Pucon nicht wie bei Lonquimay von rezenter Transtension betroffen ist. In der Nähe von NW-SE streichenden Luftbildlineationen in der Südostecke des Untersuchungsgebietes wurden auch Daten mit NW-SE-Einengung in jurassischen und pleistozänen Gesteinen gemessen (P2, P25).



Abb. 5-35: Der Hauptzweig der dextralen Liquiñe-Ofqui Störungszone verläuft durch den aktiven Vulkan Villarrica und das U-Tal im Vordergrund. Die Schwächezone an der langlebigen Störung wurde von den Gletschern während des Pleistozäns erodiert und wird im Holozän als Wegsamkeit für Lavaströme genutzt (Blickrichtung nach SSE).

Horsetail-Struktur

Die Konzentration transtensiver Bewegungen an NNE-SSW streichenden Störungen zwischen 38-39°S bestätigt die Annahme, dass es sich bei den auffiedrnden und kurvigen Segmenten der Liquiñe-Ofqui Störungszone und der Lonquimay Störung um eine extensive Horsetail-Struktur handelt.

Abb. 5-36 zeigt ein schematisches Profil durch die äußeren Zweigstörungen der Horsetail-Struktur, das aus dem chilenischen geologischen Kartenblatt „Curacautín“ (SUAREZ & EMPARAN 1997) konstruiert wurde. Das Profil zeigt eine Unterteilung in krustale Blöcke, die an den Zweigstörungen der Horsetail-Struktur verkippt sind. Einige der die Blöcke im Profil begrenzenden Abschiebungen konnten im Gelände identifiziert werden, andere ergeben sich interpretativ aufgrund der durch die Beziehung zwischen Topographie und dem Ausstrich der Schichten angedeuteten Neigung. Es handelt sich zwar zum großen Teil um Lavadecken, die in Abhängigkeit vom Relief auch schon bei ihrer Ablagerung geneigt abgelagert werden können, da aber untergeordnet auch Sedimente davon betroffen sind und einige Abschiebungen im Gelände gefunden wurden, halte ich die Interpretation von nach der Ablagerung verkippten Blöcken für zulässig. Ich interpretiere die Verkipnungen als Reaktion auf abschiebende Bewegungen an antithetischen Störungen. Die Hauptstörung befindet sich im Nordteil des Profils bei ca. 38°S (~5800000) und zeigt einen großen abschiebenden Versatz in Richtung SSE. Synthetische Abschiebungen gleicher Orientierung zeigen immer höhere Versatzbeträge als die nach NNW einfallenden antithetischen Abschiebungen.

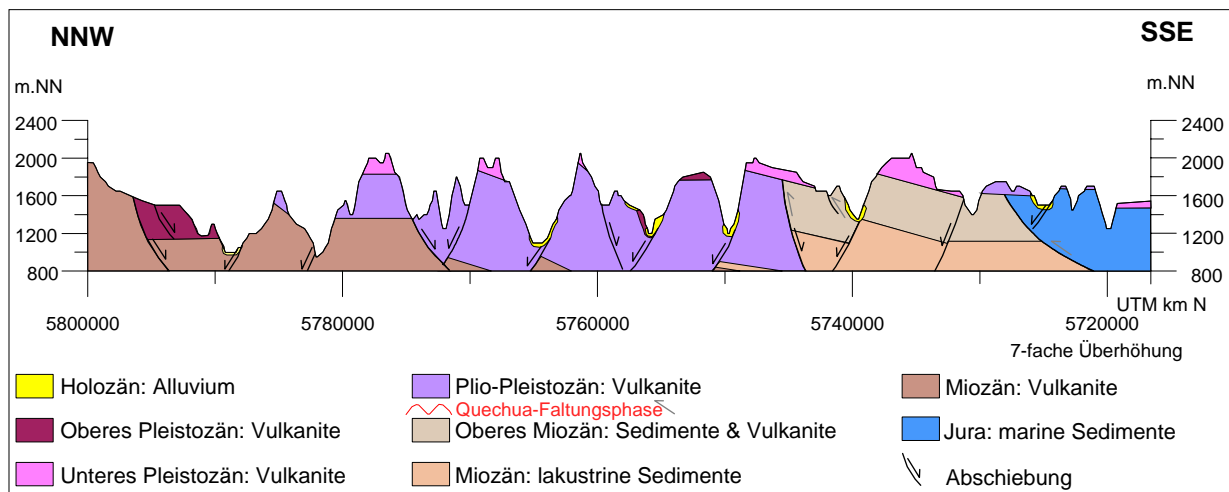


Abb. 5-36: Schematisches Profil durch die Horsetail-Struktur.

Exkurs 3: Enden von Horizontalverschiebungszonen – Horsetail-Strukturen

Die Endungen von Intraplatten-Horizontalverschiebungen werden im Gegensatz zu den im Verlauf der Störung auftretenden Geometrien in der Literatur wenig diskutiert. Einigkeit besteht darin, dass der Horizontalversatz, falls er nicht an der Hauptstörung entlang gegen Null geht, häufig über Zweigstörungen abgebaut wird (CHRISTIE-BLICK & BIDDLE 1985, WOODCOCK & FISCHER 1986, SYLVESTER 1988, TWISS & MOORES 1992). Im Idealfall entstehen dabei Schuppenfächer oder sogenannte Pferdeschwanz- (*horsetail*-) Strukturen, welche aus gekurvten Lineamenten bestehen, die jeweils mit der Hauptstörung verbunden sind. Die horizontale Bewegungskomponente wird auf die kleineren Störungen verteilt und in schrägen Bewegungen mit abnehmender Horizontalkomponente zu den Enden hin abgebaut. Von der Orientierung des horsetails hängt es ab, ob die vertikale Komponente einengend oder extensiv ist (Abb. Ex 3-1). Andere Möglichkeiten, den Versatz am Ende umzuverteilen sind Blockrotationen (z.B. SORLIEN et al. 1999) oder die Anlage von en-echelon Störungen. Diese Mechanismen können aber auch zusätzlich in die Horsetail-Struktur integriert werden.

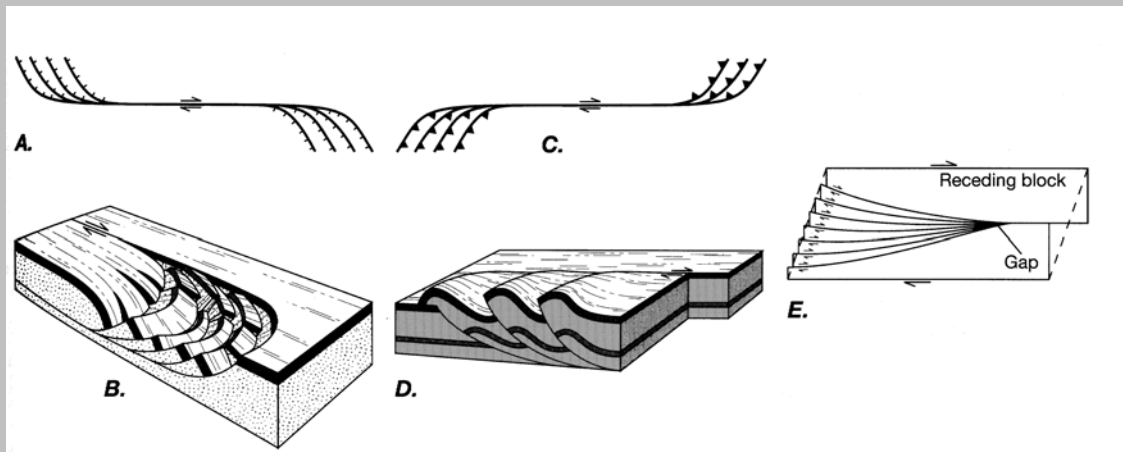


Abb. Ex 3-1: Enden von Horizontalverschiebungen als Schuppenfächer und als sogenannte Horsetail-Strukturen (TWISS & MOORES 1992). A und B stellen eine extensive Horsetail-Struktur dar, wie sie auch im Untersuchungsgebiet auftritt. Bei anderer Orientierung der Zweigstörungen kann auch ein kompressiver Horsetail entstehen (C und D). Abb. E zeigt eine leicht von der normalen Schuppenfächerform abweichende Anordnung eines Horsetails

Die Überschiebungspfeile gehören zu den älteren Bewegungen der Quechua-Phase (ob. Miozän) und betreffen deswegen nicht mehr die plio-pleistozänen Lavadecken. Die sedimentologischen Unterschiede des Cura-Mallín Beckens bei 38°S zeigen, dass dieser Bereich schon in der geologischen Vergangenheit als Schwächezone angelegt wurde und somit die Hauptabschiebung der Horsetail-Struktur vermutlich präexistenten Lineamenten folgt.

Die Verteilung holozäner Flusssedimente an den Zweigstörungen zeigt, dass die Bewegungen an der Horsetail-Struktur auch Einfluss auf die rezente Sedimentation haben. Die Störungen können daher zwar eventuell alten Schwächezonen folgen, sind aber noch rezent aktiv.

5.5.3 Neotektonik

Die neotektonische Aktivität im Untersuchungsgebiet wird durch den Einfluss von tektonischen Bewegungen auf holozäne Ablagerungen und durch Abschiebungen in den jüngsten Ascheablagerungen belegt. Meist sind dort keine Fault-scarps ausgebildet, weil die Versatzbeträge gering sind und in den wenig konsolidierten Ablagerungen die Geländestufe schnell wieder erodiert wird. In erosionsbeständigeren magmatischen Gesteinen älteren Ursprungs geben aber große Scarps, z.B. mit gutausgebildeten Dreiecksfacetten, die typisch für junge Abschiebungen sind, Hinweise auf junge Bewegungen mit z.T. erheblichen Versatzbeträgen.

Die von mir als rezentes Spannungsfeld interpretierte Transtension unter NE-SW Einengung wird durch die Anordnung der Stratovulkane und Eruptionszentren sowie die Förderprodukte bestätigt. Die systematische Ausrichtung von kleineren Eruptionszentren und Randschlotten der großen Stratovulkane in NE-SW Richtung (Abb. 5-37) kann nach NAKAMURA (1977) zur Ermittlung der maximalen horizontalen Hauptspannungsrichtung dienen. In dieser Richtung ist der Magmenaufstieg am leichtesten, weil am wenigsten Einengung herrscht und

Die kinematischen Bedingungen für die Anlegung einer Horsetail-Struktur sind bisher wenig untersucht worden. Ein Analogexperiment dazu wurde von BASILE & BRUN (1999) durchgeführt, die aber die Entstehung im Übergang zwischen einer Transformstörung und einer divergenten Grenze untersuchten. In ihrem Experiment wuchs der Horsetail mit zunehmender Deformation nach aussen. Ältere Zweigstörungen wurden inaktiv und von den neuangelegten versetzt und passiv rotiert. Die Blöcke zwischen den Störungen wurden bei dextralen Bewegungen im UZS rotiert und verkippt. Durch die Vorgabe der divergenten Grenze ist es unklar, ob diese Ergebnisse auch auf reine Horizontalverschiebungen anwendbar sind.

Geländebeispiele von Horsetail-Strukturen sind zahlreicher und Beschreibungen von extensiven Horsetails sind z.B. bei STORTI et al. (2001) und PACHELL & EVANS (2002) zu finden. PACHELL & EVANS (2002) vermuten, dass eine Anlegung von gekurvten Störungen am Ende einer Horizontalverschiebungszone nur bei einem großen Widerstand gegen die Weiterbewegung stattfindet. STORTI et al. (2001) beschreiben den Abbau einer ursprünglich transpressiven Bewegung durch Beckenbildungen in einem extensiven Horsetail. An der anderen Seite der Hauptstörung entstanden gekurvte Zweigstörungen mit kompressiver Komponente.

Eine systematische Beschreibung von Störungsendungen im Aufschlussniveau wurde von MCGRATH & DAVISON (1995) durchgeführt, die Anlegungen von Horsetail-*splays* in allen Störungsregimen beobachteten. Bei Horizontalverschiebungen bogen die Zweigstörungen (*splays*) in regelmäßigen Intervallen ab und begrenzten Blöcke, die wenig deformiert waren. Die Zweigstörungen schwenkten langsam in Richtung σ_1 ein und die Deformationszone wurde nach aussen hin durch Anlegung kleinerer Zweigstörungen immer größer. Der Versatz wurde auf die kleineren Störungen transferiert und zeigte nach aussen hin einen Übergang von den horizontalen Versätzen zu Spaltöffnungen. Rotationen von Blöcken und Brüchen konnten z.T. beobachtet werden.

MCGRATH & DAVISON (1995) gehen davon aus, dass eine Fortpflanzung einer Störungsfläche nur bei hohen Differentialspannungen möglich ist. Bei geringeren Spannungen müssen erst Flächen anderer Orientierung (z. B. en echelon Brüche) angelegt werden, die eventuell später verbunden und so in eine Weiterführung der Hauptstörungzone integriert werden. Das erklärt die häufig nicht sehr lineare Erstreckung von strike-slip Zonen mit Einbeziehung verschiedener Störungsrichtungen. Die wirkliche Beendigung einer Horizontalverschiebungszone in einer Horsetail-Struktur ist nach Experimenten nur bei geringen Differential- und umgebenden (*confining stresses*) Spannungen zu erwarten (PETIT & BARQUINS 1988). Es konnte auch beobachtet werden, dass für die Zweigstörungen häufig präexistente Klüfte genutzt wurden und die Orientierung daher abhängig von den Spannungsbedingungen, der Oberflächenstörungengeometrie und der Gesteinsplastizität war.

sich Gänge, Spalten und andere extensive Strukturen bevorzugt parallel zu dieser Richtung ausbilden. Die Förderprodukte bestehen aus Basalten und basaltischen Andesiten und zeigen somit einen schnellen Aufstieg durch die Kruste an, der eventuell nicht nur auf eine Orientierung parallel zu σ_1 sondern auch auf die Transtension zurückgeführt werden kann. Nach LOPEZ-ESCOBAR et al. (1995) zeigen vulkanische Komplexe, die NW-SE streichenden Strukturen aufsitzen in den Südanden auch saurere Gesteine (Andesite, Dazit und Rhyolite), welche eine längere Verweildauer in der Kruste anzeigen, die mit der stärkeren Einengung, die auf diese Lineamente wirkt, zusammenhängen kann.

Das einzige in der Literatur beschriebene oberkrustale tektonische Beben mit Herdflächenlösung bestätigt auch eine rezente NE-SW Einengung (BARRIENTOS & ACEVEDO 1992). Das Ereignis entstammt einer Bebenserie am Vulkan Lonquimay, die den Ausbruch des Vulkans von Ende 1988 bis Anfang 1990 begleitete. Die Lava strömte aus einem neugebildeten Seitenkrater (Abb. 5-38). Das Beben im Februar 1989 konnte eindeutig als tektonisches Beben von den häufigen vulkanisch bedingten Beben differenziert werden. Die Herdflächenlösung zeigt eine NNE-SSW streichende dextrale Störung oder eine E-W streichende sinistrale Störung mit NE-SW Einengung an. Sie entspricht damit genau den in meinen strukturellen Untersuchungen als jüngste Störungen definierten Richtungen und bestätigt wahrscheinlich eine junge Aktivität der LOFZ. Einziger Unterschied ist, dass die Bewegung, die durch die Herdflächenlösung dargestellt wird, eher transpressiv gewesen sein soll, wohingegen meine Untersuchungen eindeutig eine jüngste Transtension belegen. Hierbei ist jedoch anzumerken, dass eine Herdflächenlösung ein einmaliges Ereignis darstellt, während die strukturellen Ergebnisse auf der statistischen Auswertung von Deformationen über einen längeren Zeitraum basieren.

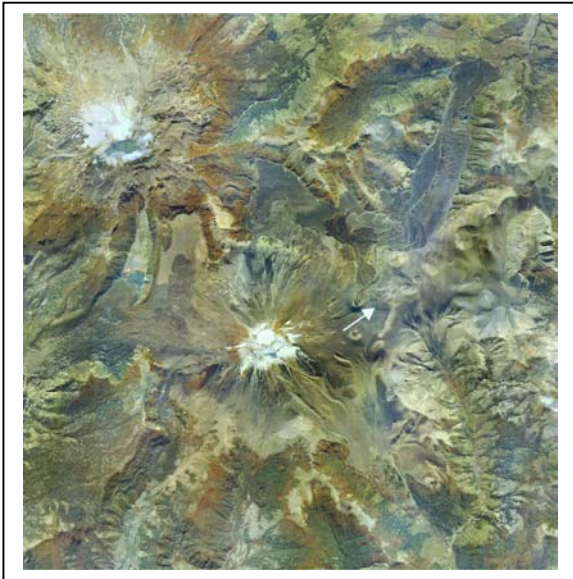


Abb. 5-38: Der Vulkan Lonquimay mit dem Weihnachten 1988 neu gebildeten Seitenkrater (Vulkan Navidad) im Vordergrund (Blickrichtung nach W).

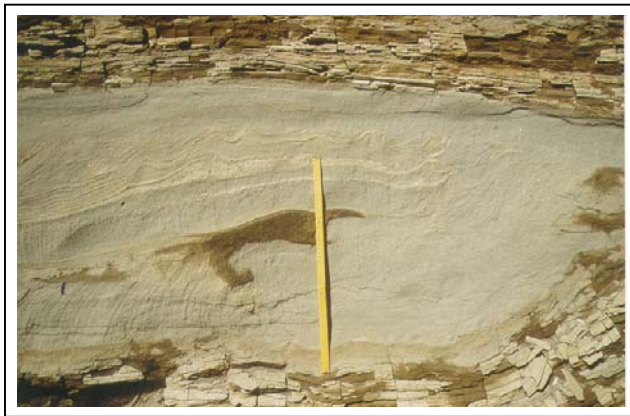
Abb. 5-37: Orthorektifiziertes Luftbild der Region um den Vulkan Lonquimay (der südliche der beiden schneebedeckten Gipfel) und den Vulkan Tolguaca (nordwestlich). Die Seitenkrater des Vulkans Lonquimay befinden sich auf einer NE-SW Achse, die sich besonders deutlich nordöstlich des Vulkans abzeichnet (weißer Pfeil). In der rechten oberen Ecke des Bildes zeichnen NNE-SSW streichende Lineationen den Verlauf der LOFZ nach (untere Bildkante ca. 20km).

Andere Anzeichen seismischer Aktivität sind Liquefaktionsstrukturen sowie Spalten- und Brekzienbildung in quartären Lockersedimenten (Abb. 5-39). Eindeutige Hinweise auf seismische Ereignisse sind an der Störungsfläche zerbrochene und versetzte Klasten (Abb. 5-39c). Starke Verlagerungen der Mäander des Río Lonquimay, die abgestorbene Mäander auf einer Seite aber unter verschiedener Orientierung zurücklassen, sprechen auch für schlagartige morphotektonische Veränderungen im Gegensatz zu einer langsamen Kippung, die sich durch abgestorbene Mäander in nur einer Orientierung darstellen würde. Im Fall des Río Lonquimay treten diese Verlagerungen in Richtung E-W und NNE-SSW streichender Störungen auf. Auffällig ist außerdem, dass der Fluss in der Nähe einer identifizierten Scherzone (L3) eine sehr chaotische Anordnung verschiedener abgestorbener und wieder genutzter Mäander unterschiedlichster Orientierung zeigt. Inwieweit die auf seismische Ereignisse hindeutenden Verlagerungen durch Vulkanausbrüche und gravitative Prozesse beeinflusst worden sind, ist aber nicht klar abgrenzbar.

Die bisherigen Untersuchungen zeigen, dass die LOFZ an einigen Zweigen rezent tektonisch aktiv ist. Die rezente Aktivität wird durch Schrägabschiebungen mit geringen Versatzbeträgen im Verlauf der Störungen bewiesen. Besonders die Lonquimay Störung zeigt in den strukturellen Daten eine Aktivität an, während sich der Hauptzweig der LOFZ eher durch die vulkanische Aktivität und das Beben von 1989 auszeichnet. Den strukturellen Daten und Fernerkundungsdaten zufolge zeigen auch E-W streichende Störungen eine junge Aktivität. NW-SE verlaufende Störungen scheinen dagegen einem älteren Deformationsereignis zuzurechnen zu sein. Für kurze Segmente, die sehr prägnante Lineationen mit Dreiecksfacetten ausbilden, kann aber eine rezente Aktivität, wahrscheinlich mit abschiebendem Bewegungssinn, nicht ausgeschlossen werden.

Die Cereskopmessungen (s. Abb. 5-3) zeigen eine Aktivität aller drei Hauptstörungsrichtungen im Gebiet zwischen Lonquimay und Melipeuco. Eindeutige Ausschläge, die auf eine rezente Aktivität hinweisen, konnten an der Lonquimay Störung im Melipeuco Tal und südwestlich von Lonquimay gemessen werden. Die Bfóbó Störungszone zeigte in dem gesamten durch Messungen erfassten südlichen Verlauf Ausschläge.

Die maximalen horizontalen Einengungsrichtungen schwanken sehr, zeigen aber als Maximum auch eine NE-SW Richtung an. Auffällig ist, dass in der Umgebung von Lonquimay die vertikale Hauptspannung die größte Spannung darstellt, während z.B. bei Pucon σ_1 horizontal gerichtet ist. Diese Verteilung würde die aus den Strukturdaten abgeleitete Transtension bei Lonquimay im Gegensatz zu reinen Horizontalverschiebungen bei Pucon unterstützen. Die streuenden Richtungen der maximalen horizontalen Einengung weisen darauf hin, dass auch die verschiedenen Einengungsrichtungen aus der Paläospannungsanalyse nicht alle aus verschiedenen Deformationsphasen stammen, sondern auch verschiedene Prozesse und lokale Einflüsse widerspiegeln können. Es ist bisher noch nicht nachgewiesen worden, wie das Cereskop auf lokale gravitative Einflüsse und die Vulkane reagiert. Daher können eventuell auch nicht mit tektonischen Spannungen zusammenhängende Werte auftreten.



a)



b)



c)



d)

bb. 5-39: Beispiele für Liquefaktion und andere seismisch induzierte Strukturen:

a) *convolute beddings* (L6, Zollstock 50cm lang).

b) Brekzienbildung (L36, Zollstock 50cm lang).

c) Abschiebung mit zerbrochenem Klast an der Störungszone (Inset) (LL1, Hammer als Maßstab).

d) Störungen, Spaltenbildung und Injektionsstrukturen (Hammer als Maßstab).

Aktive Tektonik und Flüsse:

Eine rezente Störungsaktivität an den beschriebenen Störungsrichtungen müsste Auswirkungen auf Flussverläufe und statistische Parameter der Flüsse zeigen. Rezente horizontale Versätze von Flussläufen, wie man sie in einem Horizontalverschiebungsregime erwartet, konnten nicht für die Evaluierung der rezenten Aktivität genutzt werden. Es treten zwar diverse Versätze auf, es kommen aber durch die Existenz vieler präexistenter Täler an den aktiven Störungen häufig auch Ablenkungen von Flussläufen vor, d.h., dass ein versetzter Fluss sich ein anderes Flussbett sucht. Liegt das neue Flussbett entgegen der ursprünglichen Versatzrichtung an der Störung können falsche Versätze diagnostiziert werden. Im Arbeitsgebiet treten Ablenkungen von Flussläufen sehr häufig auf, eine Analyse versetzter Flussläufe ist daher nicht sinnvoll.

Hinweise können aber die entlang ausgewählter Flüsse erstellten Längsprofile geben, welche die „aktiven“ Störungen kreuzen (s. Anhang D). Das Längsprofil des Río Bío Bío zeigt im Bereich der Hauptkordillere einen auffälligen konvexen Verlauf, der sowohl durch eine rezente Hebung als auch das dort anstehende widerstandsfähige Gestein hervorgerufen werden kann. Direkt an den Störungen, die der Río Bío Bío kreuzt zeigen sich jedoch wenig auffällige Änderungen der ausgewählten Parameter. Im Bereich des Curacautín Lineaments verringert sich zwar das Gefälle und damit auch der SL Index, dieser Abschnitt stellt aber gleichzeitig den Übergang vom Alluvium zu Festgestein dar, der sich auch im Längsprofil abzeichnete. Kurz vor diesem Abschnitt tritt jedoch eine Auffälligkeit im Flussverlauf auf – der Fluss fließt in eine große, enge

Flusschleife an einer Stelle, wo er durch eine NNE-SSW erstreckten Höhenzug verläuft (Abb. 5-40). Dieser Bereich könnte eine aktive Hebung anzeigen. Ein in den Gefälle-, SL Index- und Sinuositätskurven vorkommendes Minimum identifiziert den geraden Verlauf in einem NNE-SSW streichenden Störungslineament.

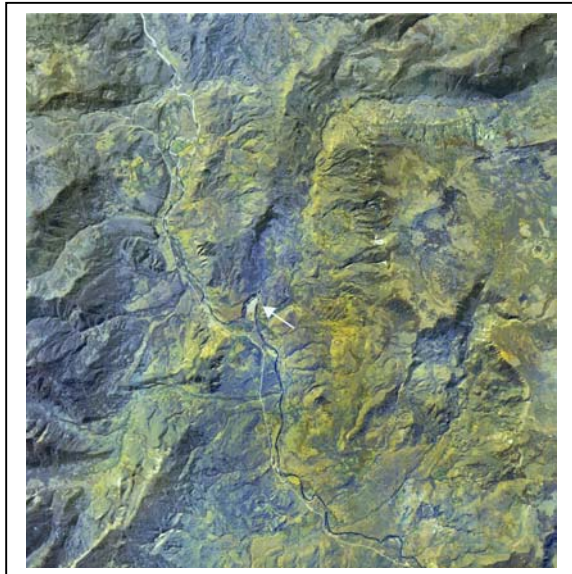


Abb. 5-40: Orthorektifiziertes Luftbild eines Teilbereiches des oberen Biobío. An einem NNE-SSW verlaufenden Höhenzug im westlichen Teil des Bildes verändert der Río Biobío lokal seinen Verlauf und bildet eine größere Flusschleife (weißer Pfeil). Der Höhenzug unterbricht im oberen Teil des Bildes das prägnante E-W streichende Curacautín Lineament (untere Bildkante ca. 20 km).

Die LOFZ, die in ihrem nördlichen Abschnitt von dem Río Biobío gekreuzt wird und das Queuco Lineament zeigen auf den ersten Blick keine Einflüsse auf die statistischen Parameter des Flusses. Auffällig ist jedoch, dass sich Knickpunkte im Längsprofil und Änderungen des Gefälles in gleichem Abstand von den beiden Störungszonen flussabwärts befinden. Wenn ein Zusammenhang dieser Veränderungen mit Aktivitäten an den Störungszonen besteht, müssen sie aufgrund der Verlagerung des Knickpunktes schon älter sein. Die flussabwärtige Verlagerung spricht dafür, dass es sich dann um einen vertikalen abschiebenden Versatz nach Osten gehandelt haben müsste, was in das Schema der Horsetail-Struktur passen würde. Eine rezente Aktivität der LOFZ in diesem Abschnitt erscheint aufgrund der unveränderten Parameter an der Stelle unwahrscheinlich.

Die Beispiele südlich anschließender Flüsse (Río Curacautín und Río Allipen) zeigen jedoch deutliche Änderungen bei dem Überqueren der Lonquimay Störung und der LOFZ. Der Río Curacautín zeigt direkt an der LOFZ ein anomal geringes Gefälle, das schlagartig nach Überquerung der Störung wieder ansteigt. Dies spricht trotz der Tatsache, dass an dieser Stelle der Übergang von pleistozäner Lava zu einem jungen Lavaflow stattfindet, für eine Aktivität mit vertikaler Komponente an der LOFZ in diesem Bereich.

Mehrere Störungsbewegungen könnten dieses Muster hervorrufen, eine abschiebende Bewegung nach Osten wäre jedoch aus dem geologischen Kontext heraus wahrscheinlich.

Der Río Allipen kreuzt in kurzem Abstand sowohl die Lonquimay Störung als auch die LOFZ. An der Lonquimay Störung zeigt sich ein ähnliches Bild wie für den Río Curacautín an der LOFZ: das Gefälle ist direkt an der Lonquimay Störung auffallend niedrig, um dann wieder schlagartig anzusteigen. Im Luftbild zeigt sich, dass an dieser Stelle der Fluss von einem stark mäandrierenden Verlauf in einen Braided-river übergeht, was das erhöhte Gefälle widerspiegelt. Da an dieser Position zwei bedeutende Zuflüsse in den Río Allipen münden, kann die Flusslaufveränderung aber auch mit der veränderten Sedimentfracht zusammenhängen. Die LOFZ zeigt einen etwas weniger auffälligen Knick zu geringerem Gefälle.

Die Biobío Störungszone kann mit den Profilen der drei Flussläufe nicht analysiert werden, weil der Río Biobío in ihr verläuft und die anderen Flüsse sie nicht kreuzen. Das anomale Einzugsgebiet des Río Biobío (s. Abb. 5-2) deutet aber zumindest die Wichtigkeit dieser Störungszone in der Vergangenheit an: Der Fluss erstreckt sich mit seinem stark verlängerten Oberlauf sehr weit in die Kordillere. Es ist wahrscheinlich, dass sich dieses vergrößerte Einzugsgebiet durch eine Talanzapfung, also eine Übernahme von Bereichen anderer Flussnetze ausgebildet hat. Die Biobío Störungszone muss als Schwächezone eine rückschreitende Erosion des Flusses und damit die Talanzapfung erleichtert haben.

Der Übergang zum Längstal zeichnet sich bei den beiden südlichen Flüssen durch stark mäandrierende Verläufe aus, die auf eine Reaktion des Flusses auf ein stärkeres Gefälle hinweisen. Der Übergang der Hauptkordillere zum Längstal wird in den Profilen des Río Biobío nur schlecht dokumentiert. Der Fluss zeigt nur in kurzen Abschnitten eine höhere Sinuosität und fließt sonst in auffallend geraden, wahrscheinlich strukturell kontrollierten NW-SE streichenden Kanälen. Etwaige vertikale Versätze an dem Übergang zum Längstal müssten schon älter und die Knickpunkte durch rückschreitende Erosion weiter nach Osten transportiert worden sein.

Flüsse höherer Ordnung (große Flussläufe) wie die in den Längsprofilen vorgestellten Beispiele können sich aufgrund ihrer Transport- und Erosionskraft sehr schnell an durch tektonische Bewegungen verursachte Veränderungen anpassen. Kleinere Flüsse bieten somit eher die Möglichkeit aktive Bewegungen auch geringerer

Versatzbeträge zu lokalisieren. Im Bereich um Lonquimay ($38^{\circ}07' - 38^{\circ}49' S$) in der Hauptkordillere wurde daher eine SL Index Analyse anhand von über 80 Flüssen überwiegend kleinerer Ordnung durchgeführt (Abb. 5-41 bis 5-43).

Abbildung (5-41) zeigt die für die SL Analyse bearbeiteten Flüsse und deren Bereiche mit anomal hohen SL Indizes. Längere Flüsse zeigen dabei in ihrem Unterlauf naturgemäß höhere Werte, wie z.B. der Río Bíobío an der oberen Kante der Abbildung. Trotzdem zeigt dieses Gebiet wegen seiner hohen Werte an jedem Flusslauf eventuell einen Bereich erhöhter Aktivität an. Besonders auffällig ist, dass sich südlich davon punktuell hohe Indizes an unterschiedlichen Flussläufen in einer E-W Linie anordnen, die von den betrachteten Flüssen meist senkrecht geschnitten wird. Das muss als neotektonische Aktivität E-W streichender Störungsabschnitte gedeutet werden, die sich auch im Luftbild/3D-Modell erkennen lassen. Weiter südlich schließen sich noch andere nicht so eindeutige E-W Lineamente an (gestrichelt in Abb. 5-41). Zusätzlich weist diese Abbildung auf erhöhte Werte im Übergang zum Längstal als auch bei Liucura hin. Bei Liucura werden die hohen Indizes jedoch durch die Begrenzung der Lavaplateaus an dieser Stelle hervorgerufen. Eine wegen der Störungsanalyse erwartete Konzentration hoher Indizes in NNE-SSW Richtung deutet sich nur westlich der Lonquimay Störung an.

Um Trends besser erkennen zu können, wurde ein statistisches Verteilungsmuster (Verfahren s. LINDHORST in Vorb.) aus allen Werten neu berechnet (Abb. 5-42). In diesem Modell zeigen sich als generelle Trends die in der Störungs- und Lineamentanalyse erkannten Richtungstrends: NNE-SSW, NW-SE und untergeordnet E-W.

Bereiche kleiner Werte können sowohl durch geringes Gefälle als auch durch die Nähe zur Quelle des Flusses hervorgerufen werden. Deswegen sind z.B. die Vulkane als höchste Erhebungen, an denen die Flüsse entspringen, gekennzeichnet. Der sich in der Mitte in Abb. 5-42 in NNW-SSE Richtung erstreckende Zug geringer SL Werte wird teilweise durch diesen Effekt hervorgerufen, an den Aussenbereichen können aber auch tektonische Faktoren eine Rolle spielen, die eine Hebung entlang dieser Achse bedingen. Der sich in NNE-SSW Richtung erstreckende Bereich geringer Werte am Río Ranquil und Río Lonquimay ist sicher größtenteils mit einem anomal geringen Gefälle assoziiert, das durch die starke Erosion der Störungstäler aber auch aktive Subsidenzbewegungen an den diese Täler begrenzenden Abschiebungen hervorgerufen wird. Aussergewöhnliche Bereiche hoher SL Werte befinden sich zwischen dem Río Lonquimay, Río Bíobío und Río Lolco, einer Gegend, die sich in der Störungsauswertung durch häufige Reaktivierungen und Rotationen auszeichnet. Ausserdem befinden sich zwei staffelförmig angeordnete, NNW-SSE streichende Züge maximaler Werte östlich des Oberlaufes des Río Bíobío. Inwieweit diese nur durch die Ausdehnung der Lava-flows im Untergrund hervorgerufen werden, ist nicht eindeutig abzugrenzen. Der NNE-SSW streichende Übergang zum Längstal zeigt sich eventuell an einer in gleicher Erstreckung verlaufenden Reihe hoher SL Indizes. Kreisförmige Anomalien hoher Werte sind häufig nur durch einen abweichenden Wert eines Flusses hervorgerufen und zeigen an, wo dieser z.B. einen sehr steilen Abhang hinunterfließt.

Abb. 5-43 zeigt den FL Index, der die Differenz angrenzender Werte und somit die Information, ob sich die Werte abrupt in einem abgegrenzten Bereich ändern, enthält. Daran können die vorher als auffällig eingestuft Bereiche überprüft werden. Ein sich längs erstreckender Bereich hoher Differenzen zeigt sich zwischen der LOFZ und der Lonquimay Störung, besonders von SW des Ortes Lonquimay nach NNE ziehend. Die LOFZ an sich zeigt in ihrem Verlauf keine starken Differenzen an. Das könnte bedeuten, dass das Störungstal an sich schon so stark erodiert ist, dass sich direkt an der Störung wenig Auswirkungen auf die Flüsse zeigen bzw. von den vulkanischen Aktivitäten überlagert werden. Gleichzeitige aktive Bewegungen an LOFZ und Lonquimay FZ würden aber zu einer Hebung in dem Bereich zwischen ihnen führen und damit ein stärkeres Gefälle der Flüsse in dieser Gegend bewirken.

Der Übergang zum Längstal zeigt sich in dieser Abbildung etwas undeutlicher. Eine Zweierreihe hoher Differenzwerte könnte auf eine Staffelung des Übergangs hinweisen oder die Ober- und Unterkante der Grenze definieren.

Die Bereiche östlich des Oberlaufes des Biobio zeigen eher punktuell schnelle Veränderungen der Werte, die sowohl durch die Lavaplateaus als auch tektonische Vorgänge hervorgerufen sein können.

Die Interpretation der SL Indizes lässt den Schluss zu, dass die LOFZ und Lonquimay FZ rezent aktiv sind und der Bereich dazwischen durch gleichzeitige dextrale Bewegung gehoben wird. An der Lonquimay Störung und deren Verlängerung scheint zusätzlich östlich davon aktive Subsidenz stattzufinden, die das Gefälle in einem breiten Bereich verringert. Die Subsidenz korreliert mit aktiven abschiebenden/transversiven Bewegungen an der durch die Lonquimay Störung und östlich anschließende Zweige definierten Horsetail-Struktur.

Eine rezente Aktivität an E-W Störungen deutet sich an, auch wenn die Bewegungen nicht nur an den geologisch langlebigen Hauptstörungen stattfinden, sondern auch an kürzeren Störungsabschnitten. Deswegen äußert sich diese Aktivität nur in der direkten Ansicht der absoluten SL Werte (Abb. 5-41) und nicht in den berechneten Modellen, wo diese Richtung zu stark von dem NNE-SSW streichenden Trend überlagert wird.

Die NW-SE Richtung bildet einen wichtigen Trend in der SL Index Auswertung und deutet damit eine rezente Aktivität an. Direkt an den im Gelände definierten Störungen dieser Orientierung kann aber keine auffällige Änderung der Indizes beobachtet werden.

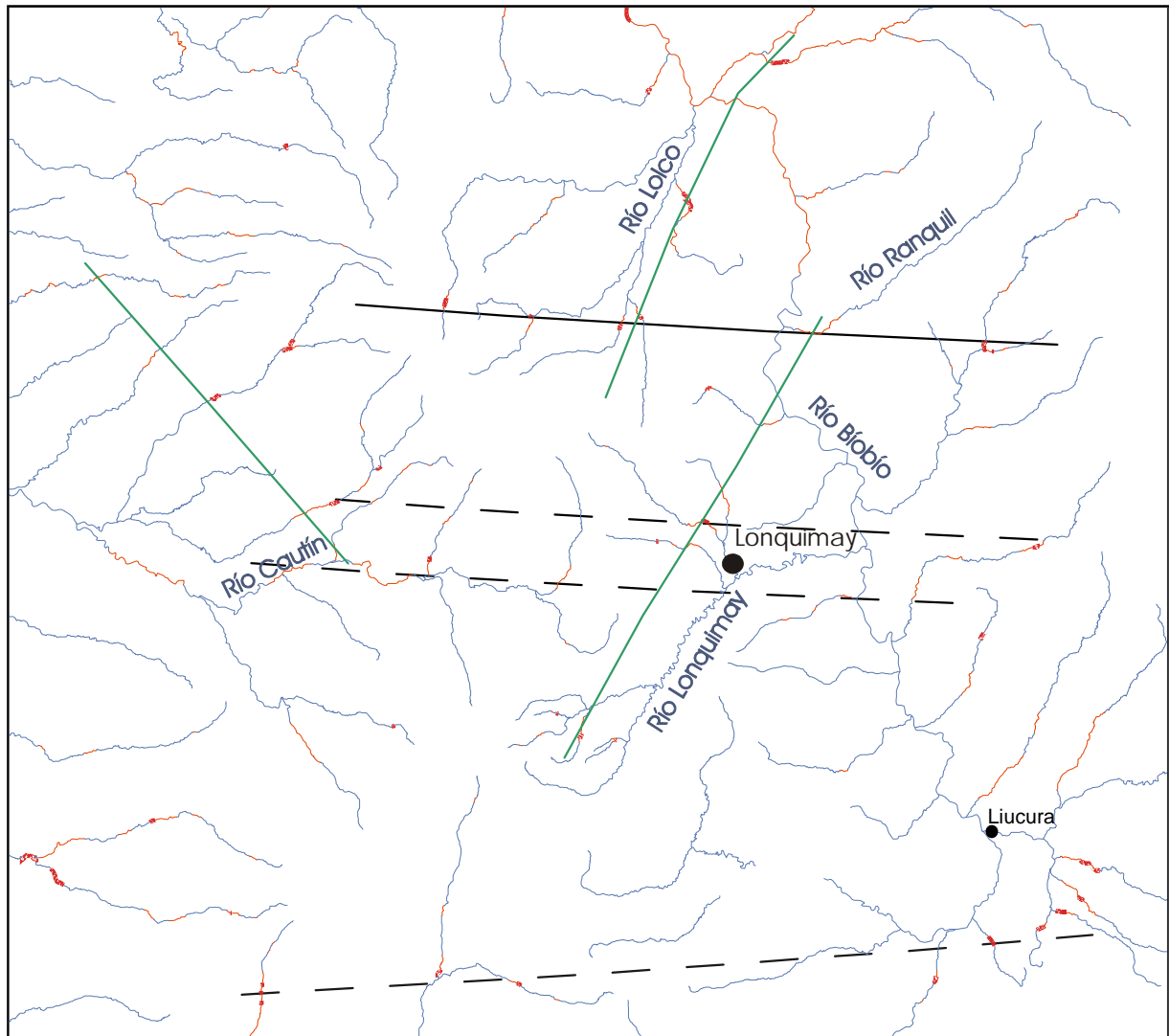


Abb. 5-41: Die für die SL Indexanalyse ausgewerteten Flüsse im Großraum Lonquimay (UTM-Koordinaten des Ausschnittes s. Abb. 5-42 und 5-43) mit den Bereichen erhöhter SL Indizes (dünne rote Linie SL = 500-1000, dicke rote Linie SL > 1000). Schwarze Linien zeigen den ca. E-W streichenden linearen Trend stark erhöhter Indizes, der besonders auffällt, weil jeweils mehrere Flüsse in unterschiedlicher Stratigraphie quer zu ihrem Verlauf diese Anomalie aufweisen. Zusätzlich können auch NNE-SSW und NW-SE Trends festgestellt werden (grüne Linien). Einige Bereiche hoher Indizes wie z.B. in der SE Ecke des Bildes bei Liucura sind jedoch eher auf eine mit dem unterlagernden Gestein zusammenhängende topographische Änderung zurückzuführen (weitere Diskussion s.Text). Gestrichelte Linien zeigen Trends, die sich weniger deutlich abzeichnen, weil sie nicht in jedem der gequerten Flüsse zu der gleichen SL Abweichung führen.

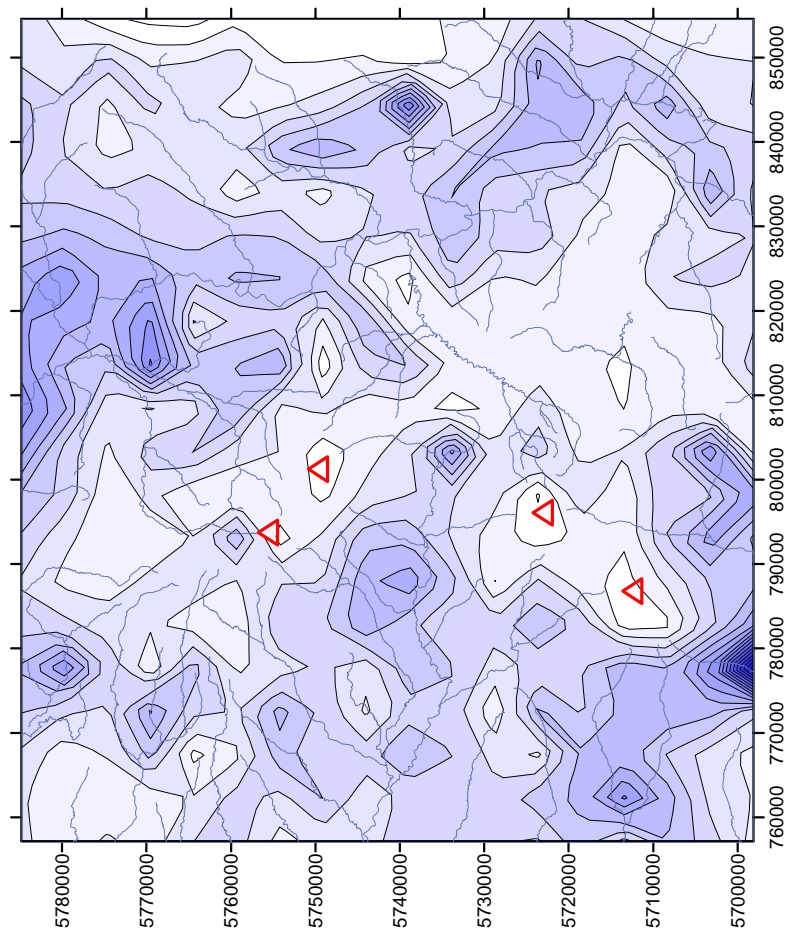


Abb. 5-42: Statistisches Verteilungsmuster der SL Index Werte im Raum Longimay (Erläuterung s. Text). UTM-Koordinaten, Flüsse (wichtigste im Text erwähnte Flussnamen in Abb. 5-41) und Vulkane (rote Dreiecke) sind zur Orientierung eingezeichnet.

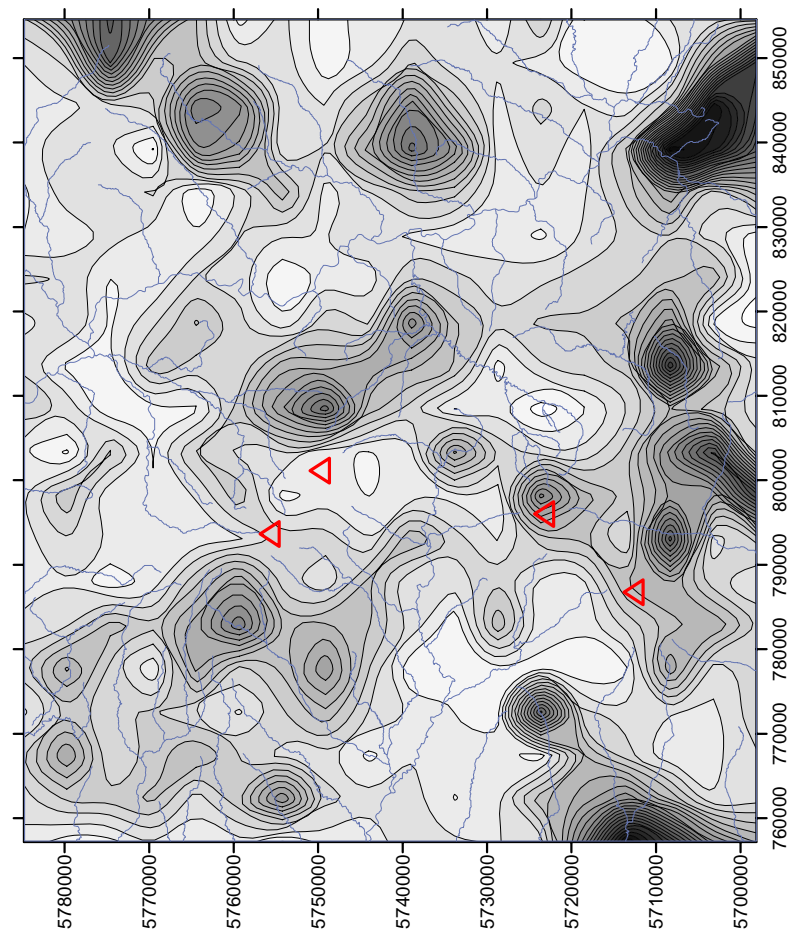
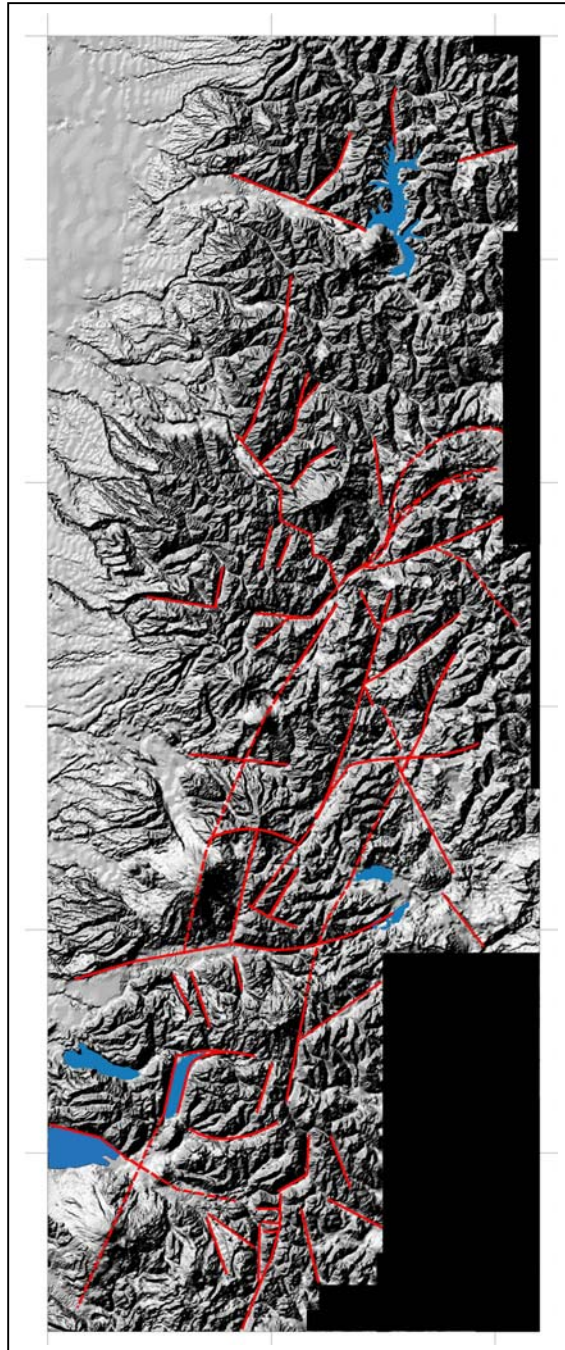


Abb. 5-43: Statistische Verteilung der FL Indices im Raum Longimay (Erläuterung s. Text). UTM-Koordinaten, Flüsse (wichtigste im Text erwähnte Flussnamen in Abb. 5-41) und Vulkane (rote Dreiecke) sind zur Orientierung eingezeichnet.

5.5.4 Interpretation: Deformationsphasen

Die Daten der drei Untersuchungssegmente lassen sich zu verschiedenen Deformationsphasen zusammenfassen. Da die geographische Verteilung der Daten für die Interpretation eine entscheidende Rolle spielt, werden die Lokationen der zu den Phasen gehörenden Daten erneut vereinfacht dargestellt (Abb. 5-45 bis 5-47). Grundlage der Abbildungen ist ein 3D-Modell des gesamten Untersuchungsgebietes mit der Interpretation der Hauptlineamente (Abb. 5-44). Darauf werden die aus den Datensätzen ermittelten horizontalen Einengungsrichtungen geplottet. Diese vereinfachte Darstellung ermöglicht, noch mehr Aufschlüsse als in den bisherigen Abbildungen zu berücksichtigen. Die dreidimensionale Orientierung des Spannungsfeldes mit eventuellen transtensiven Komponenten ist daraus jedoch nicht ablesbar.



Die erste in den Störungsdaten nachweisbare Deformationsphase wird in das obere Miozän gestellt. Die sich davor ereignenden Phasen, die sich aus dem geologischen Zusammenhang ergeben und die zum großen Teil in der Literatur beschrieben sind, sollen hier kurz zusammengefasst werden:

Die in der geologischen Karte dargestellten jurassischen Gesteine südlich von Lonquimay zeigen eine enge Faltung mit Chevron- und überkippten Falten. Diese Deformation ist klar von der späteren obermiozänen Faltungsphase (s.u.) abgrenzbar und wird von SUAREZ & EMPARAN (1997) als oberkretazisches Ereignis eingestuft. Diese Vermutung basiert darauf, dass in weiten Teilen der Anden nachgewiesen wurde, dass das Orogen in der Oberkreide in einer Kompressionsphase stark gehoben wurde. Auch der südlich des Untersuchungsgebietes anschließende Teil der Liquiñe-Ofqui Störungszone wurde in der Oberkreide von dieser kompressiven Phase betroffen und zeigt dort transpressive Bewegungen mit hoher vertikaler Komponente, obwohl die Störungsflächen fast vertikal sind (ROSENAU et al. 2000). Diese zu der Zeit sinistral-aufschiebenden Bewegungen verursachten eine Hebung des östlichen Blockes.

Ab dem (Eozän-) Oligozän kam es zu der Beckenbildungsphase, die zur Anlage des Cura-Mallín Beckens im Arbeitsgebiet führte. Synsedimentäre Abschiebungen in den oligo-miozänen Beckensedimenten zeigen, dass die Extensionsphase sehr langanhaltend war. Die fluviatilen Konglomerate der Mitrauquén Formation weisen darauf hin, dass wahrscheinlich auch noch im oberen Miozän große Versatzbeträge an Abschiebungen stattfanden, welche die Erosionsbasis so stark absenkten, dass das lakustrine Ablagerungsmilieu von einer hochenergetischen fluviatilen Umgebung abgelöst wurde. Im Arbeitsgebiet vorkommende Kataklastite und Mylonite wurden mit miozänen Altern datiert (SUAREZ & EMPARAN 1997). Einige der an der Lonquimay Störung beobachteten Scherzonen sind u.a. auch in dieses Alter einzuordnen und zeigen, dass es im Untersuchungsgebiet auch vor dem oberen Miozän schon starke tektonische Bewegungen an der Liquiñe-Ofqui Störungszone in deren nördlichem Bereich gegeben hat.

Abb. 5-44: 3D-Modell des Untersuchungsgebietes im magmatischen Bogen zwischen 37° und 39°30'S mit den wichtigsten Lineationen.

a) Kompressionsphase des oberen Miozäns (Abb. 5-45):

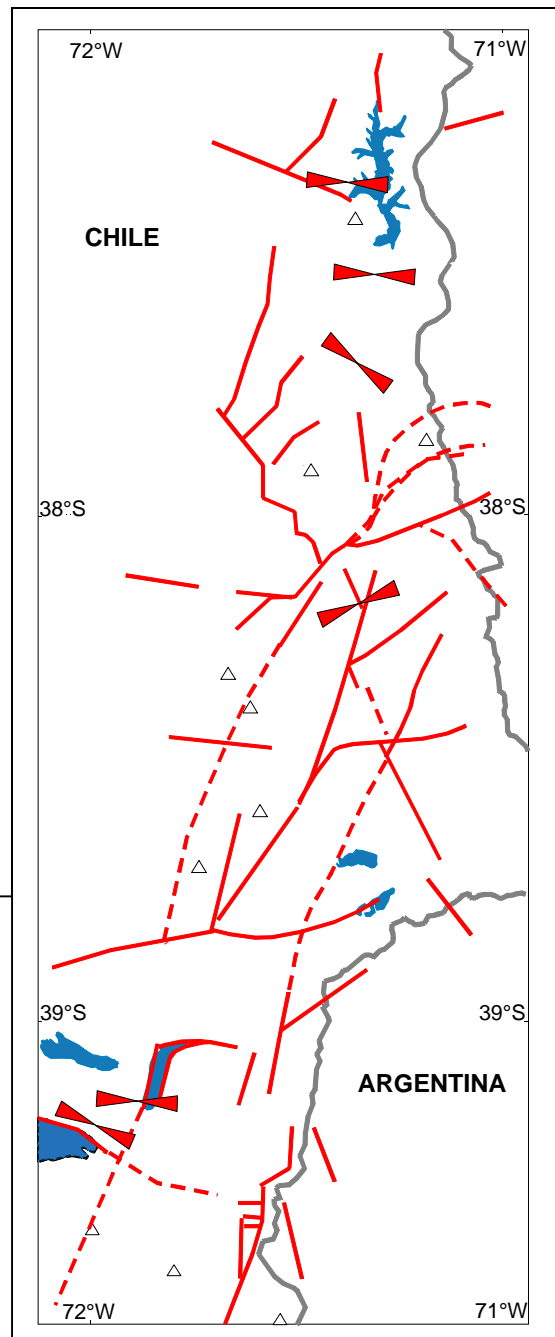
Im Übergang vom Miozän zum Pliozän fand eine Kompressionsphase statt, die weite Teile der Anden prägte (Quechua-Phase) und auch in miozänen Sedimenten unterhalb des Längstales in seismischen Profilen nachweisbar ist. Im Untersuchungsgebiet im magmatischen Bogen wurden die Grabenschultern und oligo-miozänen syndesimentären Abschiebungen des Cura-Mallín Beckens als Aufschiebungen reaktiviert und so das Intra-arc Becken invertiert. Dabei bildeten sich Falten mit N-S streichenden Achsen und N-S streichende Auf- und Überschiebungen aus (Abb. 5-45a und 5-30). Die Fault-striae Daten meiner Analyse stammen aus miozänen Aufschlüssen vorwiegend aus dem nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes (Laguna de la Laja), wo die Überschiebungen und störungskontrollierten Falten wesentlich stärker ausgeprägt sind als weiter südlich. Außerdem konnten im südlichen Bereich bei Pucon in miozänen Graniten noch Hinweise auf diese Deformationsphase gefunden werden. Die Verteilung der Daten lässt darauf schließen, dass nur bei einer geringen Überprägung durch spätere Horizontalverschiebungen eine Überlieferung der Strukturen möglich ist. Im mittleren Bereich (Lonquimay) sind deswegen keine sicheren Daten dieser Periode überliefert worden.

Das ermittelte Spannungsfeld ist kompressiv mit einer Haupteinengung in WNW-ESE Richtung bei senkrecht stehender σ_3 -Achse. Die wenigen Relikte dieser Überschiebungsphase in durch Horizontalverschiebungen überprägten Gebieten zeigen in einiger Entfernung zu den Zweigen der LOFZ eine Kompression in NW-SE Richtung. Dieses spricht für eine Rotation im UZS in diesen Bereichen. Lokalitäten direkt an der LOFZ sind davon nicht betroffen.

Diese Deformationsphase ist im Untersuchungsgebiet zeitlich auf 8-5Ma eingrenzbar, weil auf 8Ma datierte Ignimbrite der Mitrauquén Formation noch von einer N-S streichenden Überschiebung betroffen sind (s.a. Abb. 2-11), während 5Ma alte Laven der Cola de Zorro Formation Falten und Überschiebungen diskordant überlagern. Die unterschiedlich starke Verfaltung der Stratigraphie (die Mitrauquén Formation zeigt nur noch eine ganz leichte Verkipfung) lässt aber darauf schließen, dass auch schon vor dem Ereignis zwischen 8-5Ma Kompressionsimpulse stattfanden.



a)



b)

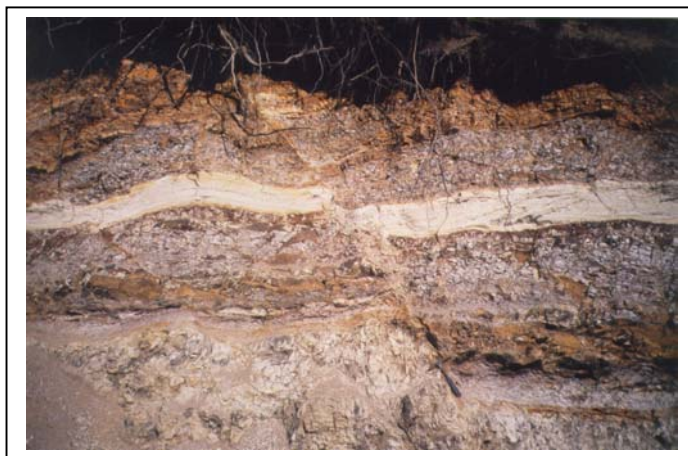
Abb. 5-45: a) Falten in den miozänen Sedimenten des Cura-Mallín Beckens (Blickrichtung nach SE).

b) Geometrische Verteilung der der Kompressionsphase des oberen Miozäns zugerechneten Werte. Die Daten werden mit der Erstreckung der sich aus der Analyse ergebenden größten horizontalen Einengungsrichtung (σ_H) dargestellt.

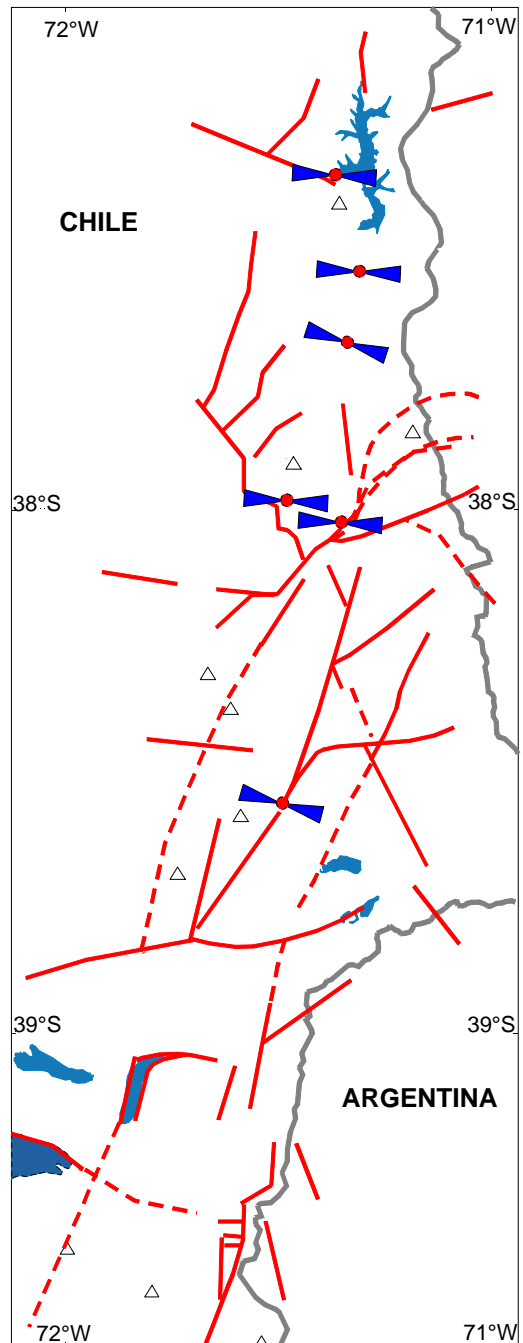
b) Extensionsphase des unteren Pliozäns (Abb. 5-46):

Zu Beginn des Pliozäns fand eine Extension in E-W Richtung statt. Die damit einhergehenden aufdringenden Magmenmassen bildeten die Lavaplateaus des Pino-Hachado Hochs und die Cola de Zorro Laven. Die zeitliche Abgrenzung dieser Phase ist schwer, da ähnlich orientierte Abschiebungen auch in jüngeren Gesteinen vorkommen. Das Auftreten von N-S streichenden Abschiebungen in miozänen Sedimenten mit ähnlicher Linear-Qualität wie die der miozänen Überschiebungsphase lässt aber zusammen mit den petrographischen Befunden darauf schließen, dass eine solche Extensionsphase im unteren Pliozän stattgefunden hat. Die Magmenförderung nahm quantitativ nur langsam zum Pleistozän hin ab. Erst ab dem unteren Pleistozän traten auch wieder saurere Laven mit eindeutiger Krustensignatur auf (nach SUAREZ & EMPARAN 1997).

Die Daten, die ich dieser Deformationsphase zuordne, stammen zum großen Teil aus dem nördlichsten Teil des Untersuchungsgebietes. Weiter südlich sind die Daten häufig von der jüngeren Transtension überprägt, so dass die pliozänen Daten zwar auftreten, aber schwer von den quartären Daten abgrenzbar sind.



a)



b)

Abb. 5-46: a) Abschiebungen in miozänen Beckensedimenten (L23, Hammer als Maßstab).

b) Geometrische Verteilung der der Extensionsphase des unteren Pliozäns zugerechneten Werte. Die Daten werden mit der Erstreckung der sich aus der Analyse ergebenden kleinsten horizontalen Einengungsrichtung (σ_h = Extensionsrichtung) dargestellt.

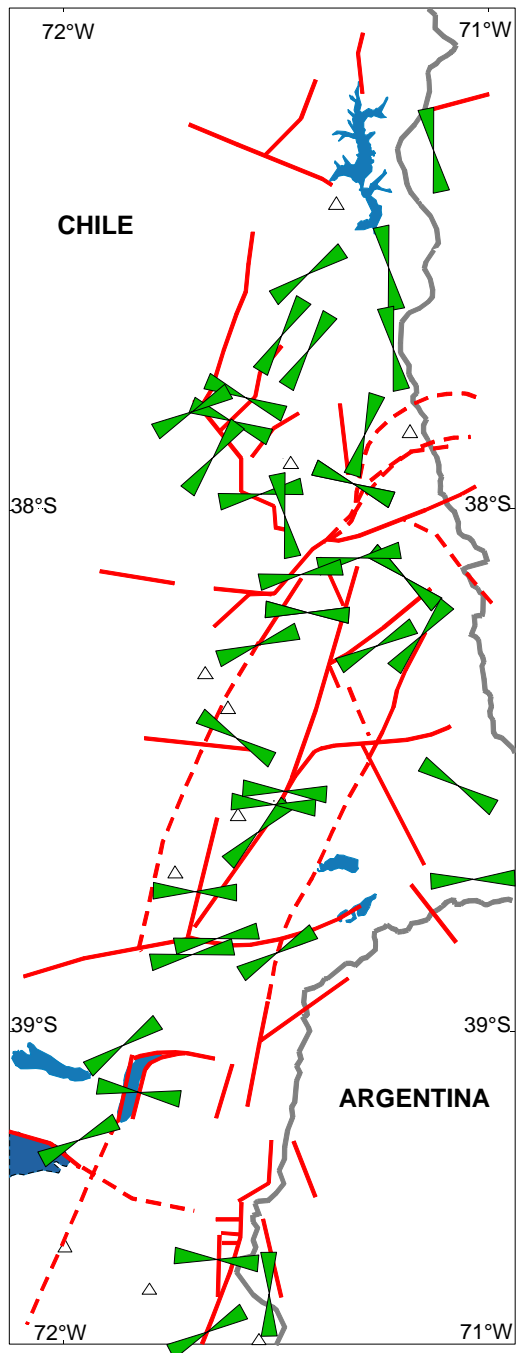
c) Horizontalverschiebungsphase oberes Pliozän bis rezent (Abb. 5-47):

Oberes Pliozän: Mindestens seit dem oberen Pliozän dominieren Seitenverschiebungen das Deformationsmuster. Die ältesten Inkremente dieser Deformation stellen NW-SE bis NNW-SSE streichende sinistrale Störungen dar, die durch eine E-W gerichtete Einengung reaktiviert wurden. Während der E-W Einengung fanden gleichzeitig dextrale Bewegungen an mit der LOFZ in Zusammenhang stehenden dextralen Störungen statt. Die Alterseinschätzung dieser Deformationen beruht rein auf dem bis in pliozäne Gesteine reichende Auftreten dieser Strukturen und der Erhaltung NW-SE bis NNW-SSE streichender Lineamente im Satellitenbild/3D-Modell. So bildet z.B. der Verlauf der Bóbio Störung keine durchgängige Lineation mehr,

sondern ist stark segmentiert und von jüngeren Störungen zerschnitten. Dies spricht dafür, dass diese Störungen älter als die der quartären Deformationsphase zugeordneten Strukturen sind.

Pleistozän/Holozän: Ab dem Pleistozän dominierte ein Horizontalverschiebungsregime mit der horizontalen maximalen Hauptspannung in NE-SW Richtung. Innerhalb dieses Spannungsfeldes wurden gleichzeitig dextrale Bewegungen an den NNE-SSW gerichteten Störungen der LOFZ und sinistrale Horizontalbewegungen an E-W streichenden Störungen initiiert. Die zugehörigen Fault-striae Daten treten im gesamten Untersuchungsgebiet auf und dominieren in der statistischen Auswertung. Sie überprägten besonders zwischen 38° und 39°S die älteren Strukturen. Das Bewegungsmuster veränderte sich von reinen Horizontal-Bewegungen im Pleistozän zu einer transtensiven Bewegung mit zunehmender abschiebender Komponente zum Holozän hin. In den meist unkonsolidierten Sedimenten des Holozäns ist die Linear-Datenmenge zu gering, um transtensive Bewegungen statistisch nachzuweisen. Die zahlreich eingemessenen Abschiebungsflächen bestätigen aber eine Zunahme der abschiebenden Komponente an NNE-SSW streichenden Störungen auch im Holozän (Abb. 5-47b). Zusätzlich wurden Abschiebungen in anderen Streichrichtungen gefunden, die für eine Zergleitung des magmatischen Bogens zwischen 38°-39°S sprechen.

Die zwei verschiedenen Einengungsrichtungen der Horizontalverschiebungsphasen seit dem oberen Pliozän (E-W und NE-SW und Orientierungen dazwischen) werden mit einem unterschiedlichen Grad der Partitionierung des Konvergenzvektors erklärt. Die E-W Einengung stellt dabei den nicht partitionierten Zustand dar, während eine NE-SW bis NNE-SSW gerichtete Orientierung der horizontalen Hauptspannung einer vollständigen Aufteilung entspricht. Anders orientierte horizontale Einengungsrichtungen in Abb. 5-47 (z.B. N-S, NW-SE) führe ich nicht auf eigene zeitlich differenzierbare Deformationsphasen sondern auf dynamische Prozesse innerhalb der jüngsten Deformationsphase zurück.



a)



b)

Abb. 5-47: a) Geometrische Verteilung der der Horizontalverschiebungsphase ab dem oberen Pliozän zugerechneten Werte. Die Daten werden mit der Erstreckung der sich aus der Analyse ergebenden größten horizontalen Einengungsrichtung (σ_H) dargestellt. Die Streuung der Orientierungen ergibt sich aus einer sich zeitlich verändernden Aufteilung des Konvergenzvektors und verschiedenen lokalen Deformationsprozessen, die zur Abweichung der Einengungsrichtungen führen (s. Text).

b) Im Gelände treten aufgrund der transtensiven Komponente Abschiebungen in holozänen Sedimenten im Verlauf der Horizontalverschiebungen auf (L4, Hammer als Maßstab, Breite des Bildausschnittes 6,50m).

5.5.5 Interpretation: Dynamische Prozesse

Neben der Separierung in unterschiedliche Deformationsphasen ließ die detaillierte Fault-striae Analyse auch lokale Spannungsrichtungen erkennen, die auf eine von dem regionalen Spannungsfeld abgekoppelte Dynamik hinweisen. Die Streuung der Störungsorientierungen und der abgeleiteten Spannungsrichtungen in lokalem Maßstab kann durch die folgenden drei Prozesse erklärt werden:

a) Rotationen bei einfacher Scherung:

Bei dem im magmatischen Bogen dominierenden Deformationsmechanismus der nicht-koaxialen einfachen Scherung (*simple shear*) ist immer auch eine Rotationskomponente enthalten (Exkurs 4). Eine vereinfachte Vorstellung dieser Vorgänge ist eine Blockrotation. Im Untersuchungsgebiet werden die Blöcke durch die NNE-SSW streichende Störungen der LOFZ und sinistrale E-W Störungen definiert und rotieren im Uhrzeigersinn (Abb. 5-48). Die älteren NW-SE streichenden Störungen werden passiv mitrotiert und versetzt. Die Streuung der Daten wird nicht nur durch die geringen Rotationsbeträge sondern auch durch diverse Sekundärstrukturen wie z.B. Riedelscherflächen bedingt, die bei einer einfachen Scherung auftreten.

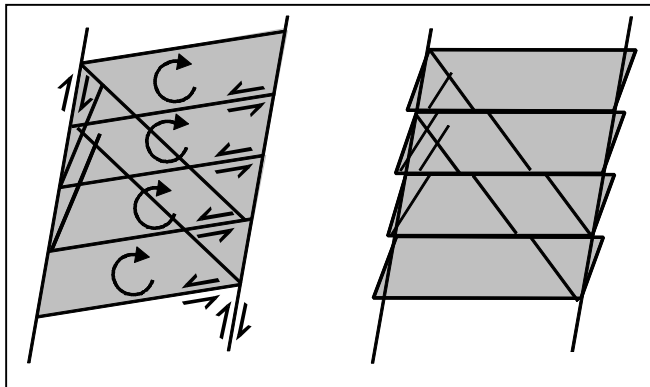


Abb. 5-48: Schematische Darstellung einer Blockrotation im Uhrzeigersinn. Die Blöcke werden von dextralen NNE-SSW (~LOFZ) und sinistralen ENE-WSW streichende Störungen begrenzt. NW-SE orientierte Störungen werden mitrotiert und passiv versetzt.

Im betrachteten Zeitraum ab dem Pliozän sind die Rotationsbeträge außer an den Kreuzungspunkten verschiedener Störungen gering, südlich des Arbeitsgebietes wurden durch paläomagnetische Messungen in älteren Gesteinen aber Rotationen bis 50° vermutet (GARCIA et al. 1988).

Der Unterschied der Rotationsbeträge in Abhängigkeit von der Störungskonzentration weist darauf hin, dass ein Blockrotationsmodell die Realität nur stark vereinfacht wiedergeben kann. Die Geländedaten lassen eher ein schwer darstellbares komplexeres Modell mit uneinheitlichen kleineren Blöcken vermuten, die mit unterschiedlichen Beträgen gegeneinander rotiert werden. Eine Verteilung der Deformation auf kleinere Störungen (PEACOCK et al. 1998, s. Exkurs 4) kann aufgrund der nicht nachweisbaren Platzprobleme bei der Rotation vermutet werden.

b) Ablenkung von Spannungsrichtungen an aktiven Horizontalverschiebungen:

Die strukturellen Daten deuten darauf hin, dass die horizontalen Hauptspannungsachsen an den aktiven Störungen in Orientierungen senkrecht und parallel zu diesen abgelenkt werden. Die gleichen Beobachtungen wurden bei der Bestimmung der aktiven Spannungsrichtungen mit dem Cereskop gemacht. In numerischen Modellen ist dieses Phänomen schon genauer untersucht worden (z.B. HOMBERG et al. 1997, Exkurs 5), regionale Beispiele existieren in der Literatur aber nur vereinzelt (z.B. ZOBACK et al. 1987). Dieser Prozess kann erklären, warum nahe an der Bóbio Störungszone und anderer NW-SE streichender Störungen häufig Lineare auftreten, aus denen eine NW-SE gerichtete Einengungsrichtung abgeleitet werden muss. Die erste Vermutung, dass diese horizontale Hauptspannungsrichtung wie von MARRETT & STRECKER (2000) für die Zentralanden publiziert eine Folge der vor dem oberen Pliozän WNW gerichteten Bewegung der Oberplatte darstellt (POTENT & REUTHER 2001), ist wegen des räumlichen Zusammenhanges der Einengungsrichtung zu Störungen gleicher Orientierung eher unwahrscheinlich.

c) Buttress-Effekte nördlich der Beendigung der LOFZ:

Ein großer Teil der vorhandenen Strike-slip Daten im Nordbereich (nördlich 38°S) zeigen eine vom Rest des Untersuchungsgebietes abweichende N-S Einengung. Diese korreliere ich mit demselben Buttress-Effekt wie die N-S Kompression im Längstal (Abb. 5-49). Im Gegensatz zum Längstal ist die vertikale Komponente des Spannungstensors in diesem Bereich zu hoch, um E-W streichende Überschiebungen zu initiieren. Stattdessen werden die existenten Horizontalverschiebungen unter entgegengesetztem Bewegungssinn unter der N-S Einengung reaktiviert. Diese Beobachtung im Magmatischen Bogen spricht dafür, dass das Ende der Liquiñe-Ofqui Störungszone bei 38°S das Haupthindernis für die weitere Nordwärtsbewegung des Forearc darstellt (s. a. Kap. 5.4.4). Nördlich davon ist der Forearc nicht mehr an einer Störungszone vom Rest des Kontinents abgekoppelt. Dort müssen sich daher die N-S gerichteten Spannungen akkumulieren.

Exkurs 4 Block- und Linienrotationen

Zeitgleiche Bewegungen an subparallelen Störungen, wie sie zum Beispiel in breiten Scherzonen stattfinden, müssen durch Rotationen akkomodiert werden (z.B. FREUND 1970). Es sind verschiedene Modelle für diese Rotationen entwickelt worden, von denen das Blockrotationsmodell sicher das einfachste ist. Es beschreibt ein konjugiertes Horizontalverschiebungssystem, dessen Hauptstörungen parallel zu den Grenzen des Schersystems, an denen rotiert wird, liegen. Die konjugierten Horizontalverschiebungen bilden einen Winkel dazu und unterteilen die Scherzone in Blöcke, die bei einer übergeordneten dextralen Bewegung (konjugierte sinistral) rigide im Uhrzeigersinn rotieren und umgekehrt (Abb. Ex 4-1). Bei dieser Art der Deformation entstehen Überlappungs- und Extensionsbereiche, die bei Anwenden dieses Modells im Gelände als Orte von Überschiebungen und Beckenbildungen interpretiert werden (z.B. LUYENDYK 1989). PEACOCK et al. (1998) gehen dagegen davon aus, dass eine Verteilung der Deformation auf kleinere Störungen es ermöglicht, dass Blockrotationen auch ohne entstehende Lücken stattfinden können. Ihre sowohl in Feldstudien als auch durch seismische Daten gemachten Beobachtungen, dass benachbart zu großen Störungszonen häufig seismisch aktive Störungen kleinerer Magnitude auftreten, die große Rotationen im Umfeld bewirken können, stützen diese These. Wird der Rotationswinkel zu groß, werden neue Störungen angelegt, welche die rotierten Blöcke zerschneiden (NUR et al. 1986).

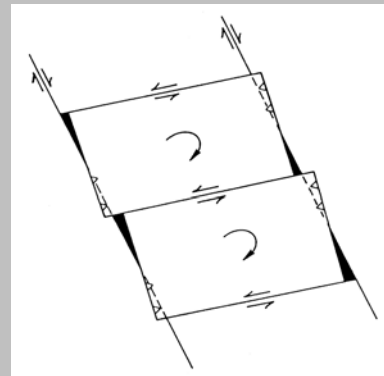
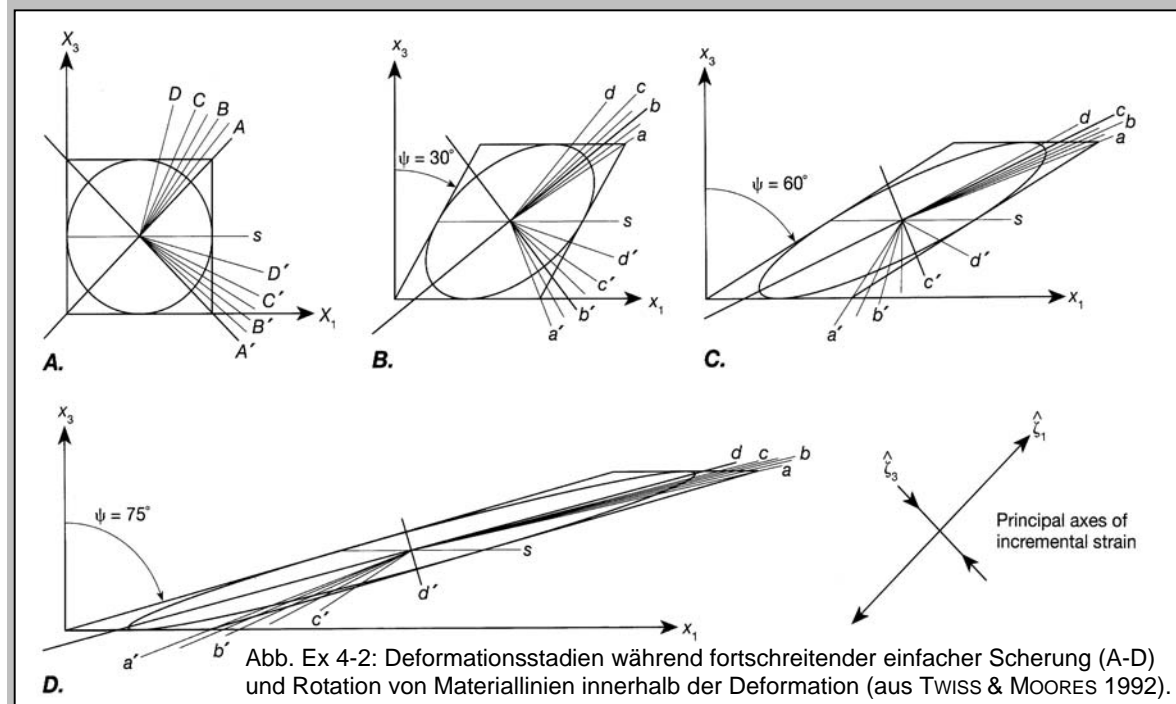


Abb. Ex 4-1: Blockrotationsmodell mit entstehenden Raumproblemen (aus CHRISTIE BLICK & BIDDLE 1985).

Ein anderes kinematisches Rotationsmodell beschäftigt sich mit der Rotation von Materiallinien (Abb. Ex 4-2). Demnach werden in einem einfachen Scherungsprozess (*simple shear*) alle Materiallinien rotiert, die nicht parallel zur Scherfläche orientiert sind. Je größer der Winkel zwischen der Linie und der Scherfläche ist, desto höher ist auch die Rotationsrate. Eine Veränderung der Länge der Linie ist ebenfalls von ihrer Orientierung abhängig und kann sich dementsprechend während der Rotation bei der Wanderung durch verkürzte und ausgelängte Sektoren der Deformationsellipse wiederholt ändern. In einer spröden einfachen Scherung, in der sich Riedelscherflächen ausbilden, rotieren folglich die R_1 -Flächen nur wenig, während die R_2 -Flächen sehr schnell rotieren.

Bei einer reinen Scherung (*pure shear*) rotieren alle Materiallinien, die nicht parallel zu den Hauptdeformationsachsen liegen. Die Rotationen erfolgen sowohl im als auch gegen den Uhrzeigersinn in Richtung parallel zur längsten Achse des Deformationsellipsoids. Linien in einem 45° -Winkel zu den Hauptdeformationsachsen rotieren am schnellsten.



Exkurs 5 Beeinflussung von Spannungsrichtungen und -magnituden durch aktive Störungen

Schon seit den 70er Jahren sind Zusammenhänge zwischen präexistenten Diskontinuitäten und Spannungsänderungen sowohl in regionalen Studien (z.B. ZOBACK et al. 1987) als auch im Aufschlussbereich (PETIT & MATTAUER 1995) dokumentiert worden. Die beschriebenen Spannungsabweichungen konzentrieren sich häufig auf die Nähe und besonders die Enden von Störungszonen, sind aber nicht auf sie beschränkt, sondern können auch regionalen Charakter annehmen.

Seit einiger Zeit wird versucht, die durch Diskontinuitäten hervorgerufenen Spannungsabweichungen in numerischen Modellen zu bestimmen (z.B. HOMBERG et al. 1997, MC KINNON & GARRIDO DE LA BARRA 1998). Die Ergebnisse zeigen, dass die Rotationen der Spannungsrichtungen von dem Bewegungssinn an der Störung, ihrer Stärke (*strength*) und Orientierung sowie diversen anderen Grenzbedingungen abhängen (MCKINNON & GARRIDO DE LA BARRA 1998). Einige Modelle beweisen, dass an einer einzelnen aktiven Störung meist Abweichungen in beide Richtungen stattfinden können. HOMBERG et al. (1997) zeigten in einem numerischen 2D-Modell (*distinct element*), dass in dem kompressiven Quadranten einer Horizontalverschiebung die Hauptspannungsrichtung in eine Orientierung parallel zur Störung rotiert, während sie sich am extensiven Ende in die entgegengesetzte Richtung in einen Verlauf senkrecht zur Störung bewegt (Abb. Ex 5-1). Im kompressiven Quadranten kommt es dabei zu einer Spannungszunahme und im extensiven zu einer Spannungsabnahme. Durch Änderung verschiedener Parameter ihres Modells fanden HOMBERG et al. (1997) heraus, dass die Größe der Rotationswinkel der Hauptspannungsachsen von dem Winkel θ (ursprünglicher Winkel zwischen σ_1 und der Störung), der Differentialspannung und dem Reibungskoeffizienten abhängen (Abb. Ex 5-1). So zeigen sich bei einem $\theta < 45^\circ$ die größten Abweichungen im extensiven Quadranten und bei $\theta > 45^\circ$ im kompressiven Bereich. Eine Erhöhung der Differentialspannung und eine Erniedrigung des Reibungskoeffizienten erhöhen die Abweichung der Hauptspannungsachsen aus ihrer ursprünglichen Orientierung.

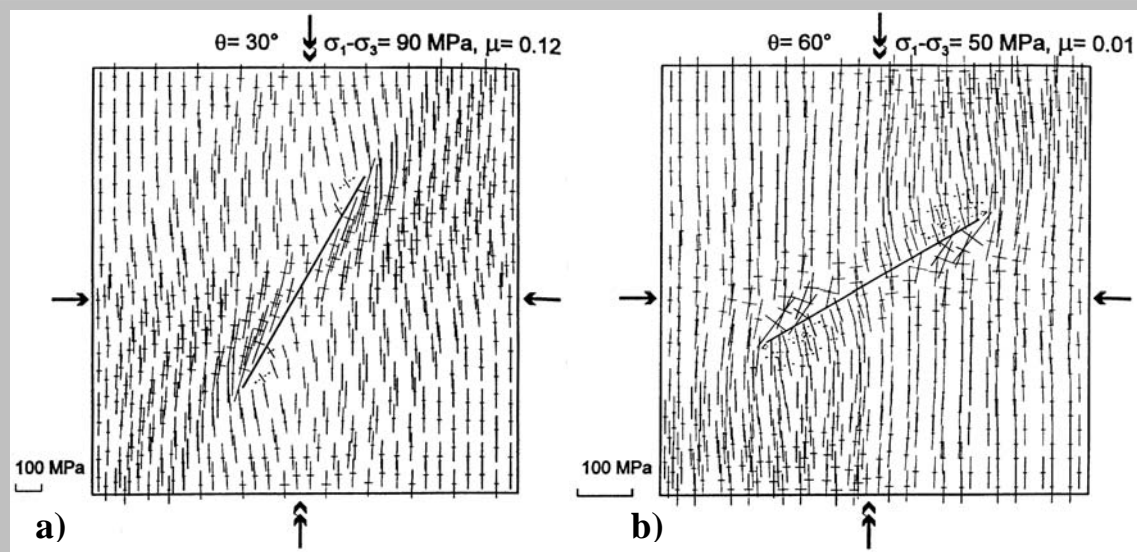


Abb. Ex 5-1: Ergebnisse eines numerischen 2D-Modells (*distinct element*) über Spannungsveränderungen an präexistenten Diskontinuitäten (HOMBERG ET AL. 1997). Kompressive Spannungen werden durch kontinuierliche Linien, extensive Spannungen durch gestrichelte Linien dargestellt. a) und b) stellen Beispiele für verschiedene Versuchsanordnungen mit unterschiedlichen Eingangsparametern für den Winkel θ zwischen σ_1 und der Störung, für die Differentialspannung und den Reibungskoeffizienten dar. Abbildung a) entspricht dem in der Natur eher vorkommenden Beispiel.

Ähnliche Ergebnisse wurden bereits in Studien über Stress-Abweichungen in Brücken (*stepovers*) zwischen in einer links- oder rechtstretenden en-echelon Geometrie angeordneten Strike-slip Störungen veröffentlicht (SEGALL & POLLARD 1980, GAMOND 1987, BÜRGMANN & POLLARD 1994, WESTAWAY 1995). Die gegenseitige Beeinflussung der Störungen in einer en-echelon Anordnung führt zu charakteristischen Spannungsfeldern und Deformationsmustern in den Stepovers abhängig von der Bewegungsrichtung und der Richtung des Übertritts.

Trotz der abweichenden kinematischen Situation wurde auch hier deutlich, dass sich σ_1 innerhalb einer kompressiven Brücke parallel zu den Störungen orientiert, während in einem extensiven Step eher Streichrichtungen senkrecht zu den Störungen auftreten (Abb. Ex 5-2). Auch dort ändert sich nicht nur die Orientierung der Hauptspannungsrichtungen, sondern auch ihre Magnitude durch die präexistenten Lineamente und deren Überlagerung. An den Enden einzelner Störungen nehmen Scher- und Normalspannung zu. In Steps bestimmt die Anordnung der Segmente die Spannungsverteilung: ein kompressiver Step (dextral linkstretend, sinistral rechtstretend) zeichnet sich durch eine Zunahme der Spannungen (σ_1 , Durchschnittsspannung und Scherspannung) im Brückenbereich zwischen den eventuell überlappenden Segmentenden aus. An der Aussen-seite nehmen alle Spannungskomponenten dagegen besonders direkt an den Enden ab (σ_3 , Durchschnittsspannung, Scherspannung). Ein extensiver Step zeigt ungefähr die entgegengesetzte Verteilung.

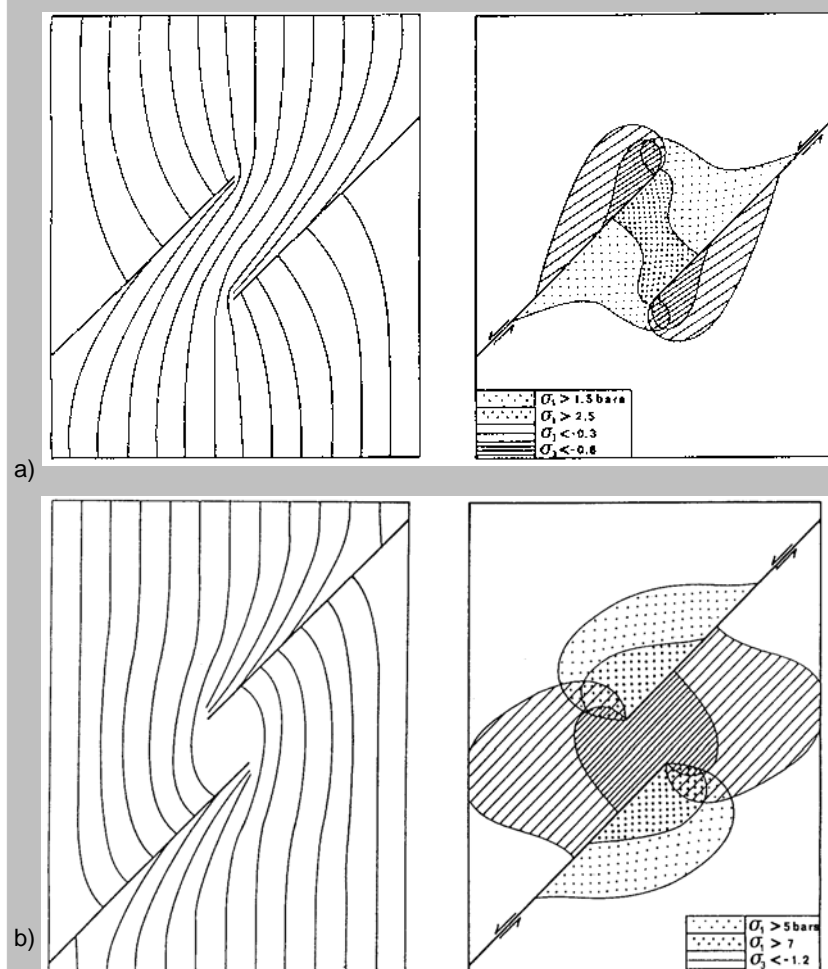


Abb. Ex 5-2: Mathematisches Modell von Brücken zwischen en echelon Horizontalverschiebungen, linke Seite Reorientierung der σ_1 -Spannungstrajektorien, rechte Seite Veränderungen der Magnitude von σ_1 bezogen auf einen umgebenden Wert von 1×10^{-1} MPa (aus GAMOND 1987, nach XIAHOAN 1983)

- a) kompressive Brücke
- b) extensive Brücke

Die starken Spannungsakkumulationen an den Enden und Überlappungsbereichen von Störungssegmenten führen dazu, dass sich dort bevorzugt neue Zweigstörungen ausbilden und so für ein komplexes Störungsmuster in diesen Bereichen sorgen. En-echelon Strike-slip Störungen werden daher in den meisten Fällen durch neuangelegte Horizontalverschiebungen oder Spalten verbunden. Ein so vernetztes Strike-slip System kann viel mehr Deformation akkomodieren als ein unvernetztes. Inelastische Deformationen wie Spaltenbildung führen oft zu einem asymmetrischen Bewegungsmuster auf der Störung.

Eine Erklärung für die Rotationen der Hauptspannungsachsen an aktiven Störungen ist, dass nach einer seismischen Aktivität eines Störungssegmentes ein Spannungsabfall in der Scherspannungskomponente stattfindet, während die Normalspannung auf der Störung zunächst gleich bleibt (YIN & RODGERS 1995). Die Rotation der Hauptspannungsrichtungen ist eine Anpassung an die neuen Verhältnisse und sorgt für die Minimierung der Scherspannung auf der Fläche. ZOBACK et al. (1987) führen ein

ähnliches Verhalten an der San Andreas Störung auf ihre Schwäche zurück. Wenn die Scherspannungen weiter entfernt im intakten Gestein dagegen sehr hoch sind, kann das zu vertikalen Bewegungen an parallel zur Hauptstörung orientierten Störungen führen. In welche Richtung die horizontalen Hauptspannungen rotieren hängt nach Meinung von ZOBACK et al. (1987) von ihrer vorherigen Orientierung ab: Im Gegensatz zu den Ausführungen von HOMBERG et al. (1997) meinen sie, dass bei $\theta < 45^\circ$ die Hauptspannungsachsen in eine parallele Orientierung zur Störung rotieren und eine extensive Komponente bewirken, während sie sich bei $\theta > 45^\circ$ eher senkrecht zu Störung bewegen und eine kompressive Komponente beinhalten.

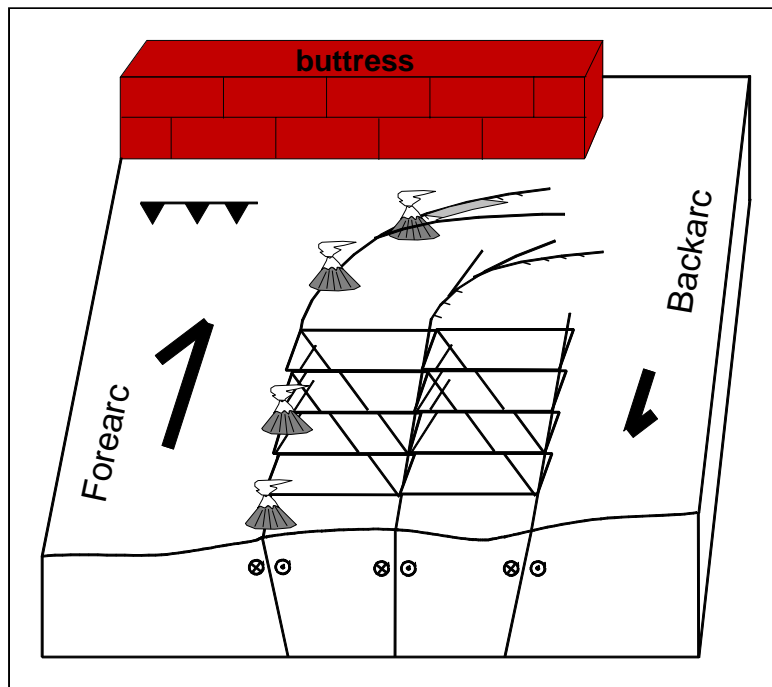


Abb. 5-49: Buttress-Effekte (symbolisiert durch die Mauer) nördlich der die LOFZ beendenden Horsetail-Struktur.

Solche Spannungsakkumulationen treten auch westlich der Horsetail-Struktur im gesamten Forearc auf, da der Forearc-Splitter nördlich der Beendigung der LOFZ nicht mehr vom Rest des Kontinentes abgekoppelt ist. Die Konzentration der Werte auf den nördlichsten Teil des Untersuchungsgebietes im magmatischen Bogen bestätigt den Zusammenhang der Buttress-Effekte mit dem Ende der LOFZ bei 38°S.

5.5.6 Interpretation: Segmentierung des magmatischen Bogens

Basierend auf der vorgestellten räumlichen Verteilung der Fault-striae Daten (s. Kap. 5.5.2) sowie der sedimentologischen, geomorphologischen und statistischen Ergebnisse können im Untersuchungsgebiet drei strukturell unterschiedliche Segmente definiert werden, deren Grenzen denen für die Paläospannungsanalyse definierten Bereichen entsprechen (Abb. 5-50):

- 1) Das nördliche Segment zwischen 37°-38°S (Laguna de la Laja/Alto BíoBío) ist weniger beeinflusst von dem rezenten Horizontalverschiebungsregime. Ältere Strukturen und Daten wie die der obermiozänen Überschiebungsphase sind daher sehr gut erhalten. Rezent überprägt wird das Segment durch eine Reaktivierung NE-SW und NW-SE streichender Strukturen als Horizontalverschiebungen unter N-S Einengung. Diese hängt mit den nördlich vom Ende der LOFZ zunehmenden Buttress-Effekten zusammen.
- 2) Das mittlere Segment zwischen 38°-39°S (Lonquimay) wird durch die rezente Transtension mit NE-SW Einengung dominiert, die ältere Strukturen überprägt. Die extensive Horsetail-Struktur befindet sich am Nordende dieses Segments. Aufgrund verschiedener kinematischer Prozesse und variierender Einengungsrichtungen liegt ein komplexes Muster präexistenter Störungen vor, die sich leicht reaktivieren lassen.
- 3) Das südliche Segment zwischen 39°-40°S zeigt ein reines Horizontalverschiebungsregime mit NE-SW Einengung.

Diese Veränderungen spiegeln eine in Richtung Norden nachlassende transpressive Komponente wider. Südlich des Arbeitsgebietes wurde die Liquiñe-Ofqui Störungszone bisher als transpressiv beschrieben (z.B. LAVENU & CEMBRANO 1999). THOMSON (2002) führte Untersuchungen an der LOFZ in der Nähe des unter die Südamerikaplate abtauchenden Chile Rückens durch und zeigte, dass in diesem Bereich die LOFZ und parallele Strukturen in einer transpressiven Blumenstruktur angeordnet sind, die z.T. große Hebungsbeträge beinhaltet. Eine Beeinflussung der Deformation durch die Subduktion des durch starken Auftrieb gekennzeichneten jungen Krustenmaterials des Chile Rückens scheint danach sehr wahrscheinlich. Unsere Daten weisen darauf hin, dass dieser kompressive Einfluss nach Norden hin abnimmt. Im Untersuchungsgebiet ist bereits der Übergang von reinen Horizontalverschiebungen zu transtensiven Bewegungen beobachtbar. Generell werden die dextralen Versätze an der LOFZ jedoch durch die schräge Konvergenz bewirkt. Die Daten weisen darauf hin, dass selbst in Zeiten geringer Partitionierung Bewegungen an dieser Horizontalverschiebungszone stattfanden. Die Subduktion des Chile Rückens überprägt somit nur die bereits vorhandene Dynamik der Störungszone.

Die beschriebenen dynamischen Veränderungen innerhalb des Untersuchungsgebietes im magmatischen Bogen treten jedoch nicht vollkommen graduell sondern an Segmentgrenzen auf, so dass ein zusätzlicher Einfluss, der

diese Grenzen definiert, angenommen werden muss. Es besteht ein räumlicher Zusammenhang der Segmentgrenzen mit den Projektionen der ehemaligen ozeanischen Transformstörungen auf den Kontinent bzw. deren Schnittpunkten mit der Tiefseerinne. Ich vermute daher, dass die Strukturierung der subduzierten Nazca Platte einen Einfluss auf die Deformationen im magmatischen Bogen ausübt.

Wie bereits erwähnt, trennen die Mocha- und die Valdivia-Bruchzone nicht nur Bereiche mit unterschiedlich alter und daher unterschiedlich dichter ozeanischer Kruste voneinander, sondern grenzen auch verschiedene Sedimentmächtigkeiten im Tiefseegraben voneinander ab (Abb. 5-51, s.a. Kap. 2.3.1). Das Segment zwischen der Mocha- und Valdivia-Bruchzone wird durch die Subduktion von gering kompaktierten, wasserhaltigen Sedimenten charakterisiert, die durch die daraus resultierenden erhöhten Porenflüssigkeitsdrücke zu einer geringeren basalen Reibung und damit zu einem kleineren Keilwinkel führen (DÍAZ-NAVEAS 1999).

Welche dynamischen Prozesse eine Übertragung der Spannungen von der seismischen Koppelzone bis in den magmatischen Bogen oder in den Backarc Bereich bewirken, ist bisher nicht hinreichend geklärt. Ich glaube aber, dass sich die verschiedenen Subduktionsparameter an der Spitze der Südamerika Platte bis in den magmatischen Bogen auswirken und damit die beobachtete Transtension und die Bildung der extensiven Horsetail-Struktur in dem von einer geringeren basalen Reibung betroffenen Segment zwischen Mocha- und Valdivia-Bruchzone unterstützen können.

Die hier beschriebenen Einflüsse der Strukturierung der Nazca Platte auf das Subduktionsverhalten betreffen das gesamte Trench-Arc-System und sollen deswegen im nächsten Kapitel ausführlicher erläutert werden.

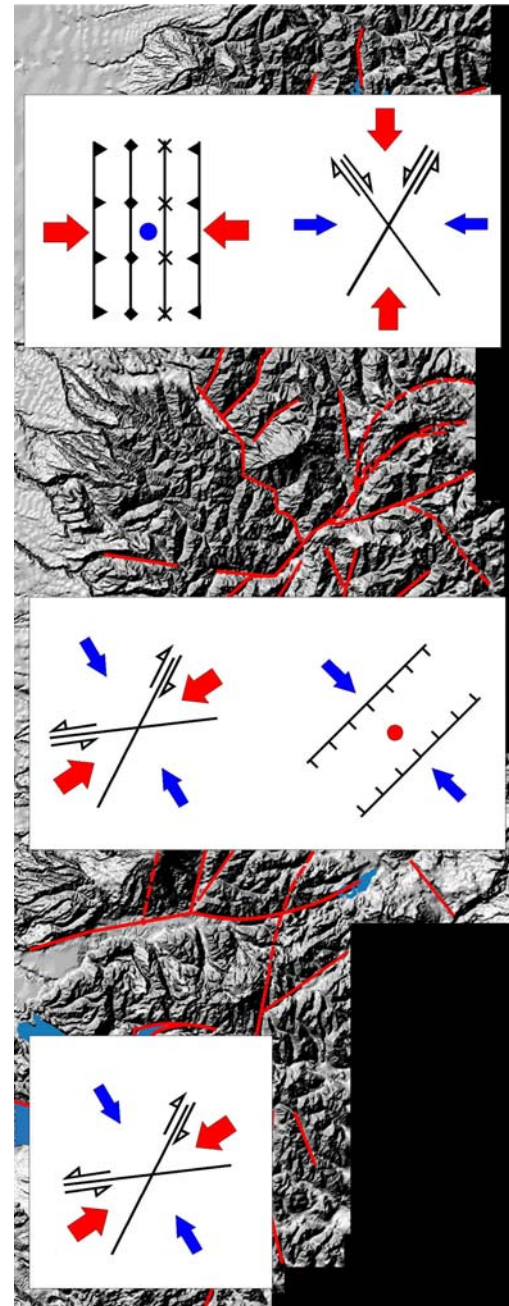
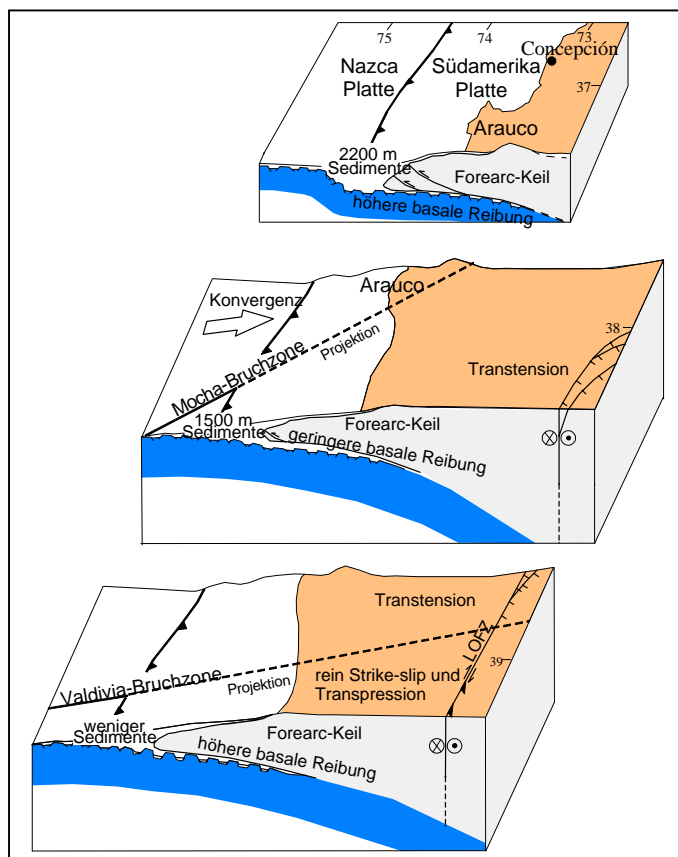


Abb. 5-50: Aus der Verteilung der sich aus der Fault-striae Analyse ergebenden Einengungsrichtungen kann eine Segmentation des Untersuchungsgebietes im magmatischen Bogen in drei Segmente unterschiedlicher rezenter Deformation abgeleitet werden.

Abb. 5-51: Zusammenhang verschiedener Subduktionsprozesse in von den ehemaligen Transformstörungen begrenzten Segmenten am Plattenrand und der im magmatischen Bogen zu beobachtenden Segmentierung.

6 Steuerungsfaktoren der Deformationsprozesse des gesamten Trench-Arc-Systems

Deformationsmechanismen an konvergenten Plattengrenzen werden durch diverse Faktoren beeinflusst. Subduktionsparameter wie die Konvergenzrate zwischen Ober- und Unterplatte, der Subduktionswinkel und die Oberflächenbeschaffenheit der abtauchenden Platte sind neben dem Sedimenteintrag in die Tiefseerinne wohl die wichtigsten einwirkenden Faktoren auf die Bewegungen an der Plattengrenze. Daneben spielen jedoch auch diverse andere exogene und petrologische Prozesse eine wichtige Rolle. Wie JARRARD (1986) in einem Vergleich mehrerer Subduktionszonen herausarbeitete, stellen diese Faktoren keine voneinander unabhängigen Größen dar, sondern beeinflussen sich gegenseitig.

Diese Steuerungsfaktoren betreffen zum großen Teil das gesamte Trench-Arc-System und sollen daher vor der kinematischen Zusammenfassung des Gesamtsystems kurz dargestellt werden.

6.1 Konvergenz

Die Konvergenzgeschichte zwischen der Nazca- (Farallon-) und Südamerika Platte ist seit Studien von PILGER (1983) und PARDO-CASAS & MOLNAR (1987) für das Tertiär relativ gut bekannt. Trotz großer Unsicherheiten bei der Bestimmung der relativen Plattenbewegungen konnten Zeiten schneller Konvergenz mit Phasen großer kompressiver Aktivität in den Anden korreliert werden (PARDO-CASAS & MOLNAR 1987, MALUMIÁN & RAMOS 1984).

Durch eine Verfeinerung der Zeitskala und genauere Ozeanbodenspreizungsdaten konnten die Ergebnisse wiederholt verbessert werden (z.B. DE METS et al. 1990, 1994), so dass heute eine der von PARDO-CASAS & MOLNAR (1987) ähnliche, aber sehr viel genauere Interpretation der Konvergenzgeschichte zwischen Nazca- und Südamerika Platte für das Tertiär vorliegt (SOMOZA 1998, Abb. 6-1). Die Bewegungsraten aus SOMOZAS Publikation sind für 30°S berechnet, aber durch die Übereinstimmung der plattentektonischen Situation kann man davon ausgehen, dass die Zone südlich 30°S bis zum Chile Rücken eine ähnliche Konvergenzgeschichte erfahren hat (s.a. JORDAN et al. 2001).

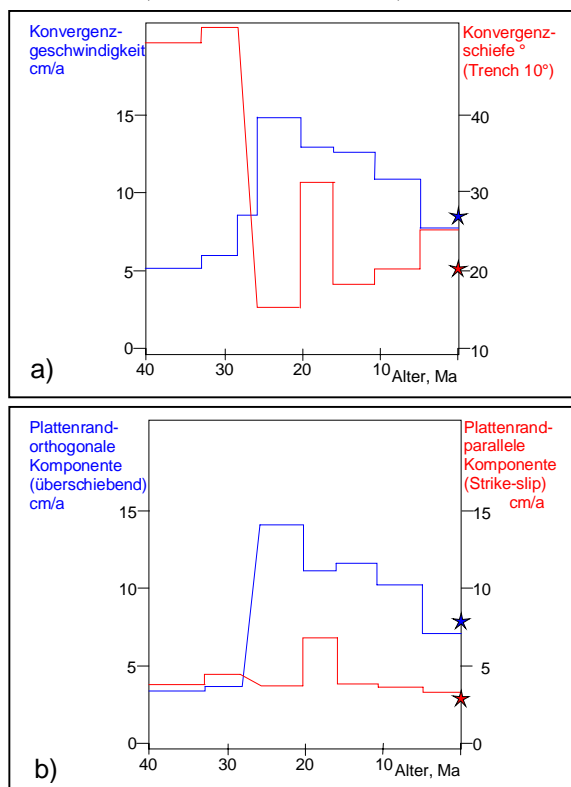


Abb. 6-1: Relative Bewegungen der Nazca Platte zu Südamerika (SOMOZA 1998). Sterne stellen die heutigen Parameter nach dem NUVEL 1-Modell ($-38^{\circ}\text{S}/-74^{\circ}\text{W}$) dar (DEMETS et al. 1994).

a) Konvergenzgeschwindigkeit und Konvergenzschiefe für ein Streichen der Tiefseerinne von 10° .
b) Absolute Bewegungen senkrecht und parallel zum Plattenrand bei einer vollständigen Aufteilung des Konvergenzvektors.

In der Konvergenzgeschichte (Abb. 6-1) können grob zwei Perioden unterschieden werden:

- Eine Zeit geringer Geschwindigkeit ($\sim 6\text{cm/a}$) und hoher Schiefe der Konvergenz ($\sim 50^{\circ}$) im oberen Eozän bis mittleren Oligozän (40Ma bis 28-26Ma)
- Eine Zeit hoher Geschwindigkeit (bis fast 15cm/a) und geringer Konvergenzschiefe ($\sim 15-25^{\circ}$) ab 26Ma (oberes Oligozän). Die Konvergenzgeschwindigkeit nimmt zur Gegenwart hin zunehmend ab. Nach ENGBRETSON et al. (1986) ist eine bedeutende Abnahme ab 3Ma festzustellen. Heutige Konvergenzraten liegen jedoch bei $\sim 8,4\text{cm/a}$ in Richtung $\sim 80^{\circ}$ (berechnet für die Koordinaten $-38^{\circ}\text{S}/-74^{\circ}\text{W}$ nach dem NUVEL 1-Modell, DEMETS et al. 1994, [tamaki internet page: http://triton.ori.utokyo.ac.jp/~intridge/pmc/nuvel1.html](http://triton.ori.utokyo.ac.jp/~intridge/pmc/nuvel1.html)).

Der Übergang zwischen beiden Perioden wird im Zusammenhang mit dem Auseinanderbrechen der Farallon Platte gesehen (PARDO-CASAS & MOLNAR, 1987). JORDAN et al. (2001) vermuten, dass durch die schnelle Änderung der Konvergenzparameter eine weitreichende Beckenbildungsphase mit zeitgleichem Vulkanismus eingeleitet wurde, die mit erhöhten Porenflüssigkeitsdrücken bei der schnellen Subduktion zusammenhängen kann. Erst als das Gleichgewicht der subduzierten Platte wiederhergestellt war, konnten erneut Spannungen auf die Oberplatte übertragen werden.

Die für die Interpretationen dieser Arbeit wichtigere zweite Periode ab dem oberen Oligozän zeigt bis auf die relativ schnelle und kurzlebige Zunahme der Konvergenzschiefe und dadurch der absoluten Horizontalbewegungskomponente zwischen 20 und 16Ma keine abrupten Änderungen im Verlauf (Abb. 6-1). Eine nach den Interpretationen von PARDO-CASAS & MOLNAR (1987) zu vermutende Erhöhung der Konvergenzrate während der Quechua-Phase, die im Arbeitsgebiet erst zwischen 8 und 5Ma stattfand, ist nicht festzustellen. Die Konvergenzgeschwindigkeit ist zwar in diesem Zeitraum noch relativ hoch und die überschiebende Komponente überwiegt, diese Faktoren lagen aber mit eine Überschiebungsphase noch mehr favorisierenden Werten schon seit 16Ma vor. Eventuell sind die ersten Impulse der Quechua-Phase schon in diesen Zeitraum einzuordnen. Wichtig für die weitere Interpretation ist, dass ab dem mittleren Miozän bis heute die Konvergenzgeschwindigkeit abnimmt, während die Schiefe sich vergrößert, so dass relativ gesehen die horizontale Komponente an Gewicht zunimmt. Der Wert der absoluten Horizontalbewegung bleibt aber ungefähr gleich. Das übergeordnete Konvergenzregime ist die ganze Zeit über leicht dextral-kompressiv.

Die Konvergenz wird von der schnelleren Bewegung der Nazca Platte dominiert. Trotzdem kann eventuell auch die absolute Bewegung der Oberplatte besonders in Zeiten abnehmender Geschwindigkeit der Nazca Platte einen kinematischen Einfluss auf Deformationen in der Oberplatte ausüben. Abb. 6-2 zeigt beispielhaft für 25°S die einzelnen Bewegungsvektoren der Nazca und Südamerika Platte in verschiedenen Zeiten und aus unterschiedlichen Quellen (aus MARRETT & STRECKER 2000, Daten basierend auf PARDO-CASAS & MOLNAR 1987, DEMETS et al. 1994, LARSON 1997). Es ist zu beobachten, dass sich im Gegensatz zur relativ gleichbleibenden Bewegungsrichtung der Nazca Platte der Trend der Südamerika Platte von NW vor 3,2 (bis 10,4) Ma in WSW-ENE Richtung geändert hat. Im Gegensatz zur abnehmenden Geschwindigkeit der Nazca Platte mit der Zeit, nimmt die Geschwindigkeit der Südamerika Platte von ~1,6cm/a auf 3,8cm/a zu und gewinnt damit an Gewicht innerhalb der Konvergenzberechnung. Der Zeitpunkt von 3,2Ma für die Änderung der Bewegungsrate der Südamerika Platte ist nicht aus den gering aufgelösten dargestellten Daten bestimmbar, sondern basiert auf der Interpretation von MARRETT & STRECKER (2000). Der Übergang muss zwischen 3,2 und 10,4Ma stattgefunden haben. Ein eher jüngeres Alter innerhalb dieses Rahmens ist jedoch wahrscheinlich.

Der Einfluss der Konvergenz auf das Deformationsregime in der Oberplatte und die Kopplung zwischen den Platten ist statistisch erwiesen (schnelle Konvergenz = hohe Kopplung und eher kompressive Deformationen in der Oberplatte, JARRARD 1986). Ein Einfluss der absoluten Bewegungen der Oberplatte auf das Deformationsregime erscheint sehr plausibel (schnelle Bewegung = erhöhte kompressive Komponente), konnte aber nicht eindeutig statistisch nachgewiesen werden (JARRARD 1986).

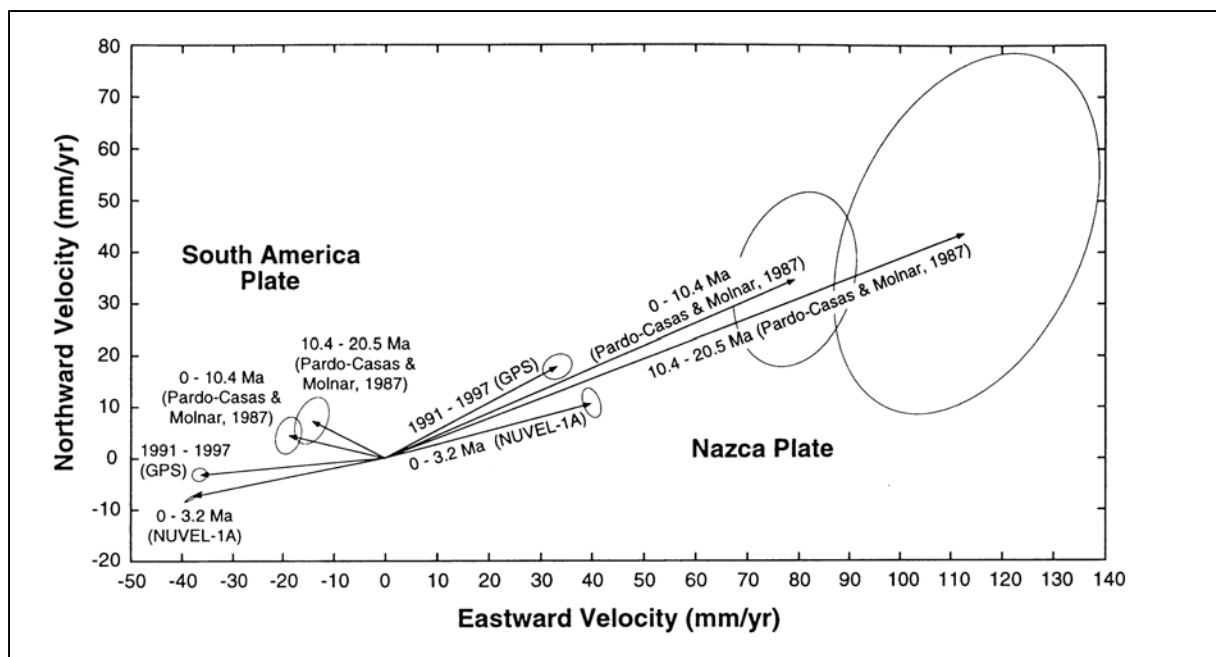


Abb. 6-2: Virtuelle Plattenbewegungsvektoren der Nazca- und Südamerika Platte bei 25°S für unterschiedliche Zeitintervalle. Die Ellipsen zeigen 95% *confidence limits*. Die relative Plattenkonvergenz ergibt sich aus der Verbindung der jeweiligen Pfeile der Nazca- und Südamerika Platte. Aus MARRETT & STRECKER 2000, Daten basierend auf PARDO-CASAS & MOLNAR 1987, DEMETS et al. 1994, LARSON 1997.

6.2 Subduktionswinkel

Das Untersuchungsgebiet wurde bereits von BARAZANGI & ISACKS (1976) als eines der Segmente der chilenischen Subduktionszone mit einem Abtauchwinkel von 25° - 30° identifiziert und mit dem in diesen Abschnitten auftretenden aktiven Vulkanismus korreliert. Auffallend erschien ihnen, dass die Tiefe der Subduktionszone unterhalb des aktiven magmatischen Bogens im Untersuchungsgebiet nur 90km beträgt, während der Aufschmelzungsbereich weiter nördlich tiefer liegt (z.B. in Nordchile bei 130km Tiefe).

Neuere seismische Untersuchungen bestätigen einen tiefen Subduktionswinkel von 30° im Untersuchungsgebiet (auf Höhe 39° S, BOHM et al. 2002, s.a. Kap. 3.5). Die Auflösung der Segmentierung der Subduktionszone in Abschnitte mit unterschiedlichen Abtauchwinkeln ist sehr gering. Nur in hochauflösenden seismischen Profilen in der Nähe der Tiefseerinne zeigt sich, dass sich der Subduktionswinkel zumindest in dieser tektonischen Position schon in kurzen Abständen ändern kann. Zum Beispiel beträgt er an der Spitze der Oberplatte nördlich der Mocha-Bruchzone $5,8^{\circ}$ und südlich davon $4,3^{\circ}$ (DÍAZ-NAVEAS 1999). Die Änderung um $1,5^{\circ}$ kann mit dem Alterssprung der ozeanischen Kruste an dieser ehemaligen Transformstörung zusammenhängen. Ob sich diese Unterschiede auch in weitere Tiefen der Subduktionszone fortpflanzen ist nicht nachgewiesen, meiner Meinung nach aber wahrscheinlich.

Über die Veränderung des Subduktionswinkels in der Vergangenheit können einige Vermutungen getroffen werden. Die Tatsache, dass das absolute Alter der subduzierten Kruste in der Zeit kontinuierlich abgenommen hat, lässt mit der abnehmenden Dauer der Subduktion (JARRARD 1986) auf höhere Abtauchwinkel in der Vergangenheit schließen. Die höhere Konvergenzgeschwindigkeit ab dem Oligozän/Miozän könnte diesen Effekt jedoch abgeschwächt haben.

Der Subduktionswinkel beeinflusst die Form des Critical Taper, die Übertragung von Spannungen auf die Oberplatte durch die seismogene Zone und das Vordringen des Mantelkeils Richtung Tiefseerinne (CAHILL & ISACKS 1992). Die Generierung von Magmen in der geringen Tiefe von 90km brachte STERN (1989) dazu, einen nach Westen vordringenden heißen Mantelkeil mit erhöhter Konvektion zwischen 38 - 39° S anzunehmen, der auf eine Erhöhung des Subduktionswinkels im Vergleich zu Gebieten mit tieferen Aufschmelzungsbereichen hinweisen würde. Das Vordringen von heißem Mantelmaterial führt zu einer thermischen Schwächung und leichteren Deformation des Forearcs (ISACKS 1988) sowie eventuell zu einer geringeren Ausdehnung der seismogenen Zone.

6.3 Oberflächenbeschaffenheit der subduzierten Platte

Seismische und geologische Daten zeigen, dass die großräumige tektonische Segmentierung der Anden mit einer Segmentierung der Nazca Platte zusammenhängt (z.B. JORDAN et al. 1983). Innerhalb der Segmente tritt zusätzlich eine interne Strukturierung durch Rückensegmente, *seamounts* oder Transformstörungen auf.

Wie bereits im regionalgeologischen Rahmen beschrieben, wird die Nazca Platte im Untersuchungsgebiet von zwei ehemaligen Transformstörungen segmentiert, die unterschiedlich alte und strukturell unterschiedliche Ozeanbodensegmente voneinander trennen (s.a. Kap. 2.2). Diese Bruchzonen, die in der Bathymetrie jeweils durch mehrere submarine bis 100m hohe Ketten abgebildet werden, führen zu einer Erhöhung der Rauigkeit der Nazca Platte im Gegensatz zu nördlich anschließenden Gebieten. Wie in der Critical Taper-Theorie beschrieben, kann eine Erhöhung der Rauigkeit zu einer unregelmäßigen Oberfläche des Keiles mit wandernden Hebungs- und Senkungscentren führen. Zusätzlich wird die Kopplung zwischen den Platten davon beeinflusst.

Die Positionen der ehemaligen Transformstörungen in Relation zur Oberplatte hat sich in der geologischen Vergangenheit verändert. Wegen der fast senkrecht zur Tiefseerinne ausgebildeten Orientierung der Valdivia-Bruchzone hat deren Position in der Vergangenheit nur wenig variiert. Die Mocha-Bruchzone ist dagegen wegen ihrer schrägen Orientierung zum Plattenrand bedeutend nach Süden gewandert (Abb. 6-3). Das Arauco Becken wird seit ca. 1,8Ma von der Mocha-Bruchzone unterfahren (BOETTCHER 1999b). Vor zwei Millionen Jahren war nicht nur das absolute Alter der ozeanischen Platte höher, sondern auch der Altersunterschied der Segmente an der Mocha-Zone größer (heute: nördlich 32 Ma, südlich 26 Ma; vor 2 Ma: nördlich 36 Ma südlich 27 Ma).

Die Bruchzonen trennen auch Bereiche unterschiedlichen Akkretionsverhaltens voneinander.

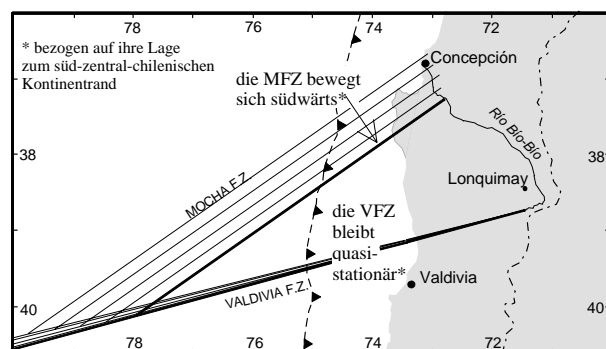


Abb. 6-3: Darstellung der Mocha- und Valdivia-Bruchzonen und ihre rekonstruierten Positionen relativ zum Oberplattenrand für die vergangenen 2 Mio. Jahre (in 500.000 Jahr-Schritten) (BOETTCHER 1999b).

6.4 Akkretion und Sedimentsubduktion

In der südzentralchilenischen Subduktionszone findet rezent sowohl Akkretion als auch Sedimentsubduktion statt (BANGS & CANDE 1997, DÍAZ-NAVEAS 1999). Das Verhältnis zwischen akkretiertem und subduziertem Material schwankt beträchtlich entlang der Subduktionszone. Nördlich der Mocha-Bruchzone bei ca. 38° werden 1750m der insgesamt 2200m mächtigen Sedimentfüllung der Tiefseerinne dem Kontinent in einem frontalen Akkretionskeil angegliedert (Abb. 6-4). Südlich der Mocha-Bruchzone in einem Profil südlich 39°S werden nur 350m der in der Tiefseerinne vorhandenen 1500m Sediment akkretiert. Der Rest wird subduziert und wahrscheinlich weiter östlich unterplattet (BANGS & CANDE 1997).

In den seismischen Untersuchungen von DÍAZ-NAVEAS (1999) wurde nachgewiesen, dass die Sedimentmächtigkeit und das Verhältnis von Akkretion und Subduktion das weitere kinematische Verhalten beeinflussen können. Die geringe Menge subduzierter Sedimente nördlich der Mocha-Bruchzone ist vorher stark kompaktiert worden und weist somit einen geringen Wassergehalt auf, der die basale Reibung zwischen Ober- und Unterplatte nicht sehr verringern kann. Im Gegensatz dazu sind die subduzierten Sedimente südlich der Mocha-Zone weniger kompaktiert als weiter nördlich und führen durch ihren hohen Wassergehalt und die erhöhten Porenflüssigkeitsdrücke zu einer geringeren basalen Reibung. Diese Unterschiede resultieren nicht nur in der Transtension im magmatischen Bogen innerhalb des von der geringeren basalen Reibung betroffenen Segmentes (s. Kap. 5.5.6), sondern führen auch zu einem kleineren Keilwinkel südlich der Mocha-Bruchzone.

BANGS & CANDE (1997) gehen aufgrund von Massenbilanzierungen davon aus, dass der Beginn der rezenten Akkretionsphase zwischen den ehemaligen Transformstörungen nicht länger als 1,25Ma und nördlich der Mocha-Bruchzone vermutlich weniger als 0,45Ma zurückliegt. Sie vermuten, dass es vor dieser Zeit Phasen der Subduktionserosion gegeben haben muss, die das Keilvolumen verringerten. Eine Subduktionserosion kann jedoch nur bei extrem niedrigem oder nicht vorhandenen Sedimentangebot in der Tiefseerinne stattfinden (z.B. LOHRMANN et al. 2001). Das erscheint besonders in den Phasen plio-pleistozäner Vereisung in Südzentralchile relativ unrealistisch. Ich gehe daher davon aus, dass sich in der Vergangenheit eher das Verhältnis zwischen Akkretion und Sedimentsubduktion veränderte und ein höherer Anteil des vorhandenen Sediments subduziert wurde.

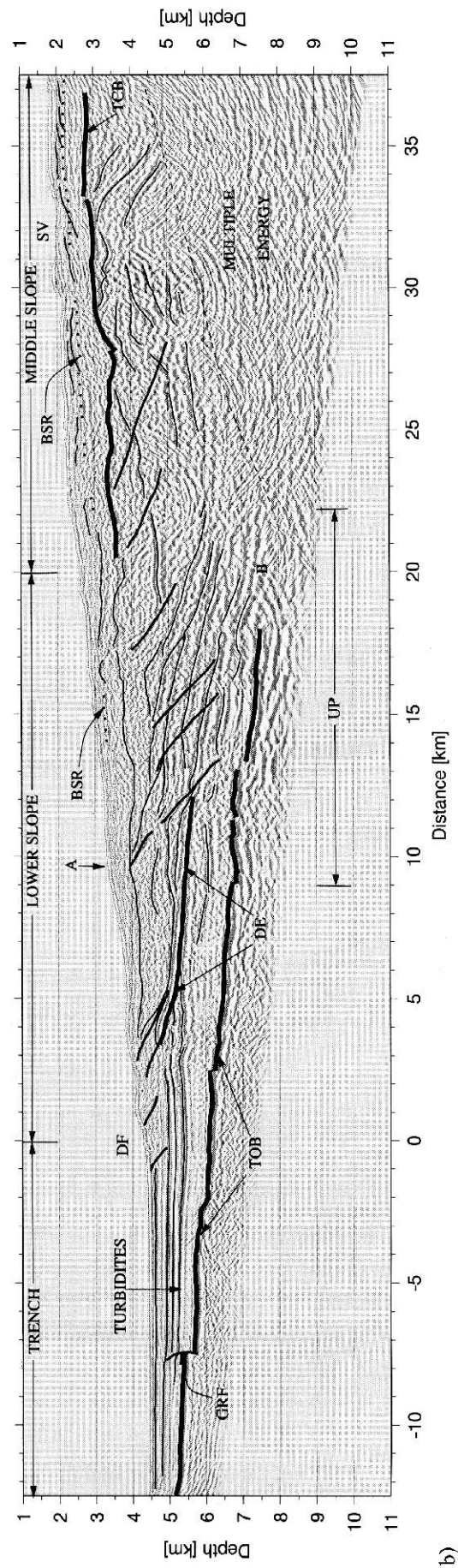
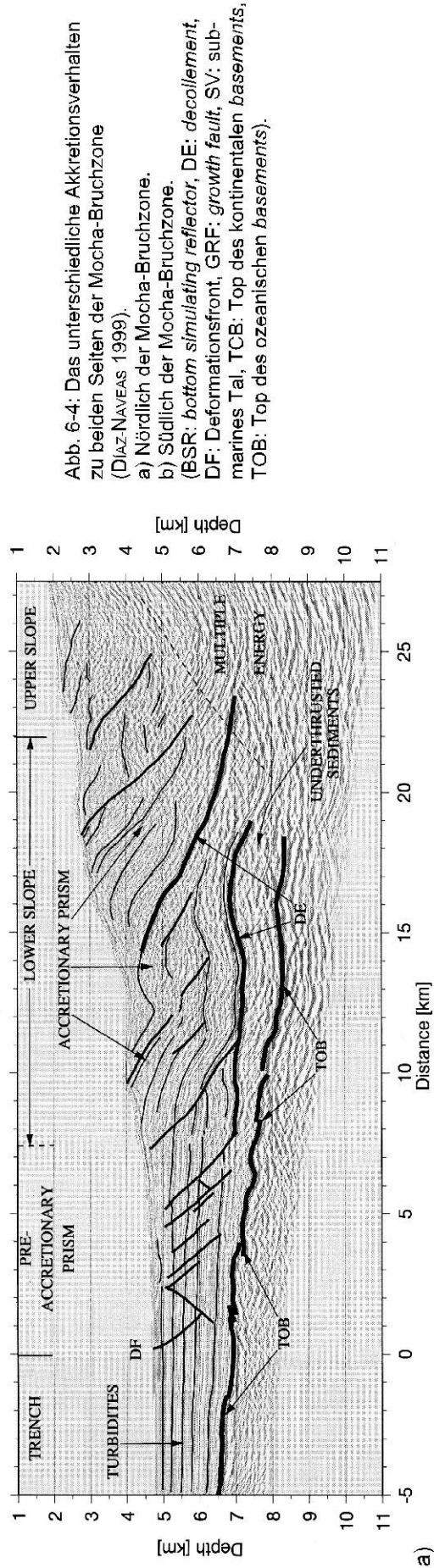
Für den Bereich südlich der Valdivia-Bruchzone liegen keine publizierten Daten vor. Die Tiefseerinne ist aber trotz der nach Süden zunehmenden Erosion und des ansteigenden Transports aufgrund der geringeren Tiefe des Grabens mit weniger Sediment gefüllt als weiter nördlich (s.a. Abb. 2-5). Die geologischen Ergebnisse dieser Arbeit lassen vermuten, dass kein übermäßig hoher Anteil davon subduziert wird und daher auch keine besondere Verringerung der tektonischen Kopplung zwischen den Platten stattfindet.

Die Mengen von akkretiertem und subduziertem Sediment haben zusammen mit der Sedimentzusammensetzung Einfluss auf den Critical Taper, die Kopplung zwischen den Platten, die maximale Erdbebenmagnitude und die Petrologie der Magmatite im magmatischen Bogen. Das Verhältnis zwischen Akkretion und Subduktion ist abhängig von der angelieferten Sedimentmenge, dem Vorhandensein eines Abscherhorizontes innerhalb des Sedimentpaketes, der Rauigkeit der ozeanischen Platte und dem Subduktionswinkel.

HERRON (1981) vermutete erstmals einen Zusammenhang zwischen der Segmentierung der südzentralchilenischen Anden und den ozeanischen Bruchzonen. Die Vermutung basierte jedoch nicht auf Geländedaten, sondern darauf, dass Gravimetrie und Seismizität sich sprunghaft an der Mocha-Bruchzone verändern und die chilenisch-argentinische Grenze bzw. der diese Grenze definierende Höhenzug in Verlängerung der Bruchzonen auf den Kontinent scheinbar dextral versetzt wird.

Petrographisch sind bereits unterschiedliche von den ehemaligen Transformstörungen begrenzte Krustenbereiche durch den Chemismus der Vulkanite nachgewiesen worden (LOPEZ-ESCOBAR et al. 1995). In Verlängerung der Mocha-Bruchzone (37°S im magmatischen Bogen) wurde die Grenze zwischen Zentraler Südlicher Vulkanzone mit chemisch sehr primitiven Magmen und einer Übergangszone der südlichen Zentralzone mit entwickelteren Magmen definiert. Bei 39°S in Verlängerung der Valdivia-Bruchzone wurde bereits von MUÑOZ & STERN (1988) eine strukturelle Grenze vermutet, da südlich 39° eine klare räumliche Unterteilung zwischen quartärem magmatischen Bogen und Backarc möglich ist, diese Bereiche nördlich 39° aber miteinander verschmelzen. Dieses Phänomen wurde schon damals auf die Subduktion unterschiedlich alter Kruste unter beiden Bereichen zurückgeführt.

Die Auswirkungen der Subduktion von ehemaligen Transformstörungen auf das Deformationsmuster der Oberplatte sind bisher selten untersucht worden. BARCKHAUSEN et al. (2001) stellten für Costa Rica einen klaren Zusammenhang zwischen der rezenten Tektonik in der Oberplatte und Diskontinuitäten wie z.B. Transformstörungen fest. Diese Zusammenhänge konnten jedoch nicht für die Vergangenheit, in welcher der Hauptteil der Strukturen aufgrund einer schrägen Orientierung zum Plattenrand andere Positionen einnahmen, nachgewiesen werden.



6.5 Klima und Sedimentation ab dem Miozän und deren Beitrag zur Deutung des Einflusses exogener Prozesse auf das Deformationsverhalten

Die Anlieferung von Sediment in die Tiefseerinne wird zum großen Teil von exogenen Prozessen gesteuert. Sowohl die Verwitterung als auch der Transport sind klimatisch beeinflusst. Meeresspiegelstände steuern den Verbleib und die Umlagerung von Sedimenten in Küstennähe.

Der südzentralchilenische Kontinentrand befindet sich seit der Oberkreide auf derselben geographischen Breite (z.B. paläogeographische Karten im Internet unter <http://www.geologieinfo.de/palaeokarten/index.html>). Trotzdem ist die känozoische Klima- und Sedimentationsgeschichte von globalen und regionalen Klimaschwankungen sowie regionalen und lokalen Änderungen der Sedimentationsbedingungen durch tektonische Bewegungen dominiert. Großräumige Transgressionsphasen des Neogens traten am südamerikanischen Plattenrand an der Grenze Oligozän/Miozän, im mittleren bis späten Miozän sowie im Pliozän auf. Diese lassen sich zum großen Teil mit globalen Meeresspiegelschwankungen (HAQ et al. 1988) korrelieren. Hinweise auf diese Transgressionsphasen lassen sich im Arbeitsgebiet nur an den marinen Sedimenten der Halbinsel Arauco sowie an Vorkommen miozäner mariner Sedimente im Längstal bei Temuco und bei Valdivia beobachten. Große Sedimentmächtigkeiten treten zusätzlich in Korrelation mit den Kompressions- und Vereisungsphasen auf, die für stärkere Erosion und Anlieferung von Sediment sorgten. Der seit dem Miozän durchgängig auftretende aktive Vulkanismus ist ein weiterer Hauptlieferant für durch das Trench-Arc-System transportierte Sedimentmassen.

Der Beginn des Miozäns ist durch einen starken globalen Meeresspiegelanstieg gekennzeichnet, der seinen Höhepunkt im mittleren Miozän (13-16Ma) erreicht (HAQ et al. 1988). Sauerstoffisotopenuntersuchungen (SAVIN et al. 1985) bestätigen, dass sich die Oberflächengewässer vor Südamerika zeitgleich erwärmten. Auch palynologische Untersuchungen (MEÓN et al. 1994) und Fossilienvergesellschaftungen (z.B. NIELSEN 2003) zeigen an, dass das Klima Südzentralchiles im Miozän warm und feucht und die Oberflächentemperaturen des Meerwassers im Miozän wesentlich höher waren als heute. Gastropodengattungen des marinen Miozäns der Ranquil-Formation auf Arauco leben heute in subtropischen bis tropischen Gewässern (NIELSEN 2003). Die auf das obere Oligozän/untere Miozän datierte Öffnung der Drake Passage (z.B. BARKER & BURRELL 1982, BARKER et al. 1999) mit folgendem Einsetzen der Antarktischen Zirkumpolarströmung und dem Humboldtstrom scheint somit im Miozän noch keine absinkenden Temperaturen vor der Küste Südzentralchiles bewirkt zu haben. Die Ranquil Formation wird in älterer Literatur in das untere bis mittlere Miozän eingeordnet und würde damit in die Zeit der globalen Meeresspiegelhochstände fallen. Nach NIELSEN et al. (2003) ist die Ranquil Formation jedoch in ein nicht in der globalen Meeresspiegelkurve enthaltenes Transgressionereignis im Torton einzuordnen, das im Pisco Becken auf 10-5Ma datiert wurde. Die Transgressionsphase wird durch die Hebung in der Quechua-Phase im Übergang Miozän/Pliozän beendet.

An der Basis des Pliozäns stieg der globale Meeresspiegel stark an und nahm von da an in engen Zyklen ab. Pliozäne marine Sedimente sind im Bereich Araucos erst wieder mit der ins (mittlere bis) obere Pliozän eingeordneten Tubul Formation (MARTÍNEZ 1976) aufgeschlossen. Die Hebung im Übergang Miozän/Pliozän hatte wahrscheinlich einen längeren Einfluss auf die Sedimentationsgeschichte, der erst im oberen Pliozän wieder durch Subsidenzbewegungen an der Küste abgelöst wurde.

Die Fossilvergesellschaftung der Tubul-Formation ähnelt der rezenten in der Magellan Region lebenden Fauna, d.h., dass im oberen Pliozän kühlere Wassertemperaturen als heute vorlagen (NIELSEN, pers. Mitt. 2003). In Nordchile dagegen zeigen die Faunenvergesellschaftungen ein deutlich wärmeres Klima an. Südchile wurde während des Pliozäns schon von einer ersten Vereisungsphase betroffen. Vorhandene Temperaturdaten sind sehr widersprüchlich (Zusammenfassung bei MERCER 1976), zeigen aber, dass nach einem subtropischen Klima zwischen 4-5Ma, dessen Temperaturen ca. 8-10°C wärmer waren als heute, eine schnelle Abkühlung eintrat. Das Alter der ersten pliozänen Vereisung wird von MERCER (1976) auf ca. 3,5Ma geschätzt. Es wird vermutet, dass auch der restliche Zeitraum des Pliozäns von Vereisungen betroffen war, von denen aber keine eindeutigen Ablagerungen erhalten sind.

Das Pleistozän wird von den Vereisungsphasen und den zugehörigen Klima- und Meeresspiegelschwankungen dominiert. Die weitreichendste Vereisung fand zwischen 1,2 und 1,0Ma statt und erreichte die südlichsten Ausläufer des Arbeitsgebietes. Südlich 39°S drangen die Gletscher in dieser und der letzten Eiszeit bis ins Längstal und an die Küste vor, während die Gletscherbildung zwischen 39° und 36°S auf die Andenkette begrenzt war (Abb. 6-5). Die letzte große Vereisungsphase (Llanquihue-Vereisungen, zwischen >56.000a und 13.900, MERCER 1976, RABASSA & CLAPPERTON 1990, LOWELL et al. 1995) beinhaltet differenzierte Vorstöße, die unterschiedlich beschrieben werden. Die Moränen und *outwash-planes* bestimmen das Bild im Längstal südlich 39°S und blockieren den Abfluss der Seen der Seenregion, die nach Abschmelzen des Eises Gletscherbecken füllten. Im Süden ist in diese Becken oft Meerwasser eingedrungen.

Die Höhepunkte der verschiedenen Vorstöße wurden unterschiedlich datiert. Neuere Angaben sind bei LOWELL et al. (1995) zu finden, die sechs große Vorstöße zwischen 33.500 und 13.900 Jahren definieren. Der Kollaps der Gletscher fand ihrer Meinung nach spätestens ab 13.900 statt, während MERCER (1976) ein Alter von 13.000 Jahren angibt. Die Temperaturen der letzten Eiszeit sollen 4-6°C unter den heutigen gelegen haben.

Seit dem Ende des Pleistozäns ist der globale Meeresspiegel wegen des abschmelzenden Eises um 110m angestiegen (z.B. HAQ et al. 1988). In Südchile waren die Gletscher schon bei ca. 11.000a wieder in ihren heutigen Grenzen und nur kleinere Vorstöße konnten später identifiziert werden. Die Erosionsraten, die während der Eiszeiten bis zu 80cm/1000a betragen konnten, gingen auf ca. 10cm/1000a zurück (SCHOLL et al. 1970). Heutige klimatische Verhältnisse entsprechen einem dem westeuropäischen ähnelnden humiden Klima dessen Niederschlagsmengen von Norden nach Süden im Arbeitsgebiet stark zunehmen (Abb. 6-5). In den Anden sind die Niederschläge aufgrund der eine Barriere bildenden ersten Gebirgsketten wesentlich niedriger.

6.6 Seismogene Zone (seismische Koppelzone)

Alle bisher beschriebenen Faktoren nehmen direkt oder indirekt Einfluss auf die Kopplung in der seismogenen Zone. Die seismogene Zone ist der Kontaktbereich zwischen Ober- und Unterplatte, über den die aus der Plattenkonvergenz stammenden Kräfte auf die Oberplatte übertragen werden. In der seismogenen Zone werden die größten Überschiebungsbeben an der Subduktionszone generiert.

Die Ausdehnung der Koppelzone hängt hauptsächlich von der Temperatur und petrologischen Prozessen ab, die den Übergang von instabilem Gleiten innerhalb der Zone (seismisch, *velocity weakening*) zu stabilem Gleiten (aseismisch, *velocity strengthening*, TSE & RICE 1986) definieren. Die obere Grenze wird durch den bei 100-150°C auftretenden Zerfall von wasserhaltigen Tonmineralen gebildet, die den für eine seismische Bewegung nötigen Spannungsaufbau verhindern (OLESKEVICH et al. 1999). Die untere Grenze der seismogenen Zone kann dagegen sowohl durch Temperaturen über 350-450°C, die eine plastische Verformung einleiten, als auch durch petrologische Prozesse bei dem Kontakt der Subduktionsfläche mit dem kontinentalen Mantelkeil bestimmt werden. Die bei der Subduktion ozeanischer Kruste in das System transportierten Fluide lösen eine Serpentinisierung des Mantelkeils und eine Bildung von Talk an der Subduktionszone aus (PEACOCK & HYNDMAN 1999). Beide Minerale können aufgrund ihrer mineralogischen Struktur wahrscheinlich ein aseismisches Verhalten an der Plattengrenze auslösen. Unter sehr hohen Geschwindigkeiten kann sich jedoch ein abweichendes seismisches Verhalten von Serpentinmineralen einstellen (MOORE et al. 1997). Deswegen befindet sich unterhalb der seismogenen Zone eine Übergangszone, in der bei plattentektonischen Geschwindigkeiten keine Beben generiert werden können, in die sich aber die Ereignisse aus der seismogenen Zone ausdehnen können.

Die Stärke der Kopplung und die Ausdehnung der Koppelzone hängt somit von verschiedenen Faktoren ab, die sich auf die Temperatur, Druck und die Ausdehnung des Mantelkeils sowie die Reibung zwischen den Platten auswirken. Daher sind alle bisher beschriebenen Faktoren wie der Subduktionswinkel, die Rauigkeit der subduzierten Platte, die Subduktion von Sedimenten und deren

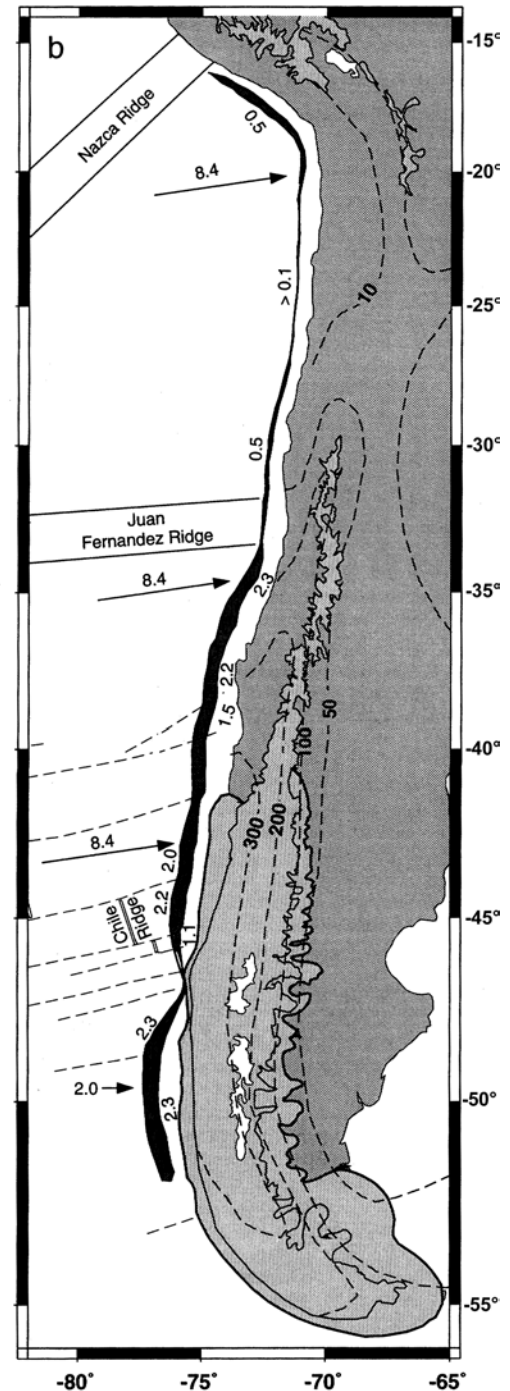


Abb. 6-5: Die jährliche Regenmenge (cm/a, gestrichelte Konturen) und die heutige Eisbedeckung (weiss) sowie die Ausdehnung des Eises während der stärksten kontinentalen Vereisung (grau) und der jüngsten Llanquihue Vereisung (dünne Linie). Eine Korrelation der klimatischen Verhältnisse mit der Mächtigkeit der Tiefseerinnenfüllung (in km, schwarz) ist anzunehmen (BANGS & CANDE 1997).

Wassergehalt, die Konvergenz etc. wichtig für die Übertragung von Spannungen auf den Forearc und den magmatischen Bogen. Nur wenn sehr starke durch die Kopplung hervorgerufene Spannungen vorliegen oder die seismogene Zone sehr ausgedehnt ist, können Spannungen auch über die Ausdehnung der Zone hinaus auf die Oberplatte übertragen werden, welche die zunehmenden Gravitationskräfte übertreffen (WANG 2001). Der Spannungsabfall bei großen Erdbeben an der Subduktionszone ist im Vergleich zu den Dimensionen des großräumigeren Spannungsfeldes gering, so dass diese seismischen Ereignisse nur kleine Veränderungen der Hintergrundspannung bewirken.

Die Zone seismischer Kopplung erstreckt sich im Untersuchungsgebiet südlich der Mocha-Bruchzone mit einem durchschnittlichen Einfallswinkel von $12\pm 3^\circ$ bis in eine Tiefe von 41-53km (TICHELAAR & RUFF 1991). Nach einem Modell von KLOTZ et al. (2001) reicht die seismogene Zone im Untersuchungsgebiet bis in eine Tiefe von 40km und die Übergangszone bis in 60km Tiefe.

Über die Ausdehnung und die übertragenen Spannungen der seismogenen Zone in der Vergangenheit kann aufgrund des komplexen Zusammenspiels der verschiedenen Faktoren nur spekuliert werden. Nach JARRARD (1986) sind das Alter der abtauchenden Platte und die Konvergenz die entscheidenden Faktoren, welche die Kopplung bestimmen. Nach TICHELAAR & RUFF (1991) wird die in der Vergangenheit ältere Kruste jedoch nicht zu einer großen Veränderung des Kopplungsverhaltens beigetragen haben. Man kann aber vermuten, dass in den Phasen schnellerer Konvergenz die Ausdehnung der Koppelzone zunahm und damit auch eine höhere Spannungsübertragung stattfand.

6.7 Strukturierung der Oberplatte (präexistente Störungen)

Die in der kontinentalen Kruste stattfindenden Deformationen hängen wie beschrieben von den auf die Oberplatte einwirkenden Kräften ab, die entweder von unten über die seismogene Zone oder von oben z.B. durch die Auflast übertragen werden. Zusätzlich werden die Deformationen der Oberplatte dadurch bestimmt, ob bereits Schwächezonen oder Störungen existieren, die unter geringen Spannungen reaktiviert werden können. Im Miozän lag bereits eine stark strukturierte Kruste vor. Die präexistenten Strukturen stammen zum großen Teil aus dem Paläozoikum und wurden mehrfach reaktiviert, aber auch jüngere Bewegungsrichtungen anderer Orientierungen waren bereits vorhanden.

Die meisten dieser Strukturen zeigen sehr steile Einfallswinkel, was die Reaktivierung sowohl als Seitenverschiebung als auch als Abschiebung erleichtert. Generell führt die durchgreifende Verwitterung junger Sedimente mit hohem Tuffgehalt in vielen Regionen zu stark tonhaltigen Horizonten, die ein Abscheren an präexistenten Diskontinuitäten schon unter geringen Spannungsänderungen ermöglichen. Diese Faktoren führen zu einer hohen tektonischen Mobilität des Trench-Arc-Systems.

Abbildung 6-6 fasst die wichtigsten Informationen, die zu der kinematischen Segmentierung des Untersuchungsgebietes beitragen, zusammen. Die Segmentierung an den ehemaligen Transformstörungen zeigt wie bereits angedeutet großen Einfluss auf die Dynamik des Trench-Arc-Systems. Die unterschiedlichen Keilwinkel nördlich und südlich der Mocha-Bruchzone lassen sich auch an dem Verlauf der Küstenlinie erkennen.

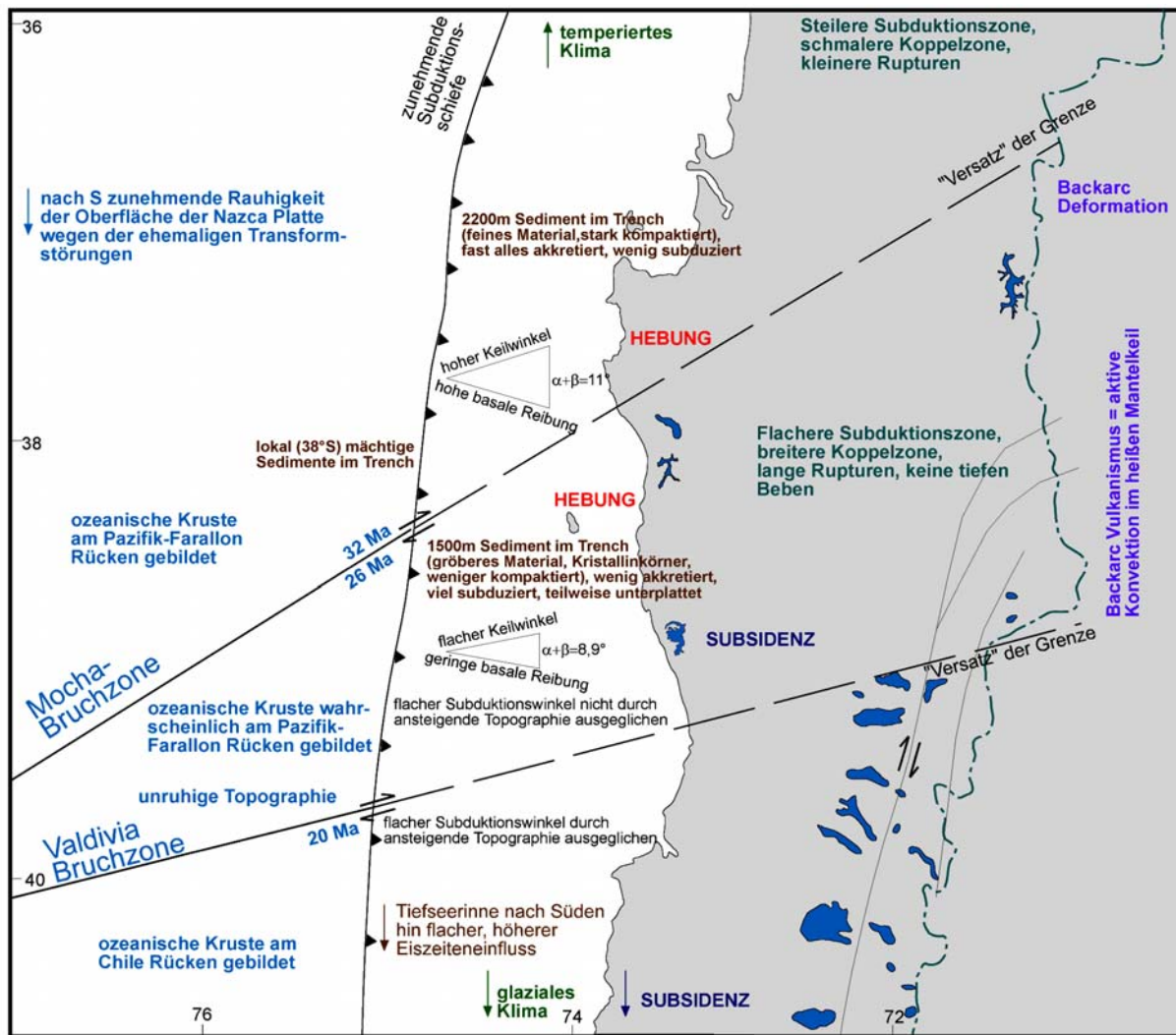


Abb. 6-6: Die wichtigsten Steuerungsfaktoren der kinematischen Segmentierung des Arauco-Biobio Trench-Arc-Systems.

7 Synthese: Neogene Entwicklung des südzentralchilenischen Trench-Arc-Systems

Die Analyse der Entwicklung des Trench-Arc-Systems seit dem Miozän enthüllt verschiedene Deformationsphasen und Deformationsprozesse. Stark vereinfacht können für das gesamte Trench-Arc-System das Miozän und die Entwicklung ab dem Pliozän als kinematisch unterschiedlich definierte Zeiträume beschrieben werden.

7.1 Miozän

Im Miozän wurde das Arbeitsgebiet von einer Abfolge sehr unterschiedlicher Deformationsregime (Extension/Strike-slip/Kompression) betroffen, die sich von jüngeren Deformationsphasen durch die Ausdehnung der assoziierten Strukturen unterscheiden. Während rezent, wie in den Modellen beschrieben, das Trench-Arc-System deutlich in die von unterschiedlichen kinematischen Abläufen betroffenen morphotektonischen Einheiten eingeteilt ist, war diese kinematische Unterteilung im Miozän noch nicht in dieser Form vorhanden. Hinweise darauf sind z.B. die oberoligozäne/miozäne Beckenbildungsphase, die im Arbeitsgebiet nicht nur im magmatischen Bogen Beckensedimente hinterlassen hat, sondern auch unterhalb des Längstales in Bohrungen und Seismik nachgewiesen wurde (z.B. JORDAN et al. 2001). Der aktive Vulkanismus dehnte sich im Miozän bis zum Westende des heutigen Längstales aus (z.B. MUÑOZ et al. 2000). Der äußere Forearc war nur südlich von Tirúa von der Beckenbildung betroffen (JORDAN et al. 2001), so dass auf der Halbinsel Arauco keine Sedimente des Oligozäns oder unteren Miozäns überliefert sind. Nach JORDAN et al. 2001 führte die abrupte Änderung der Plattenkonvergenz (Geschwindigkeit von 8,6 auf 14,9 cm/a und Schiefe von 50° auf 15°, s. Kap. 6.1) zu einem die Extensionsphase einleitenden anomalen Subduktionsverhalten. Eventuell hatte dies erst ab einer bestimmten Subduktionstiefe Auswirkungen, so dass Gegenden nahe der Tiefseerinne wie Arauco also in diesem Zeitraum trotzdem von hoher Kopplung und Hebung betroffen gewesen sein könnten.

Nach Abklingen der Extensionsphase und Wiederherstellen des Gleichgewichtes in der subduzierten Platte konnten wieder Spannungen auf die Oberplatte übertragen werden. Die schnelle und sehr schiefe Konvergenz zwischen 20-16 Ma führte zu einer Partitionierung des Konvergenzvektors, die im Längstal und im magmatischen Bogen die Anlage oder Reaktivierung von Horizontalverschiebungen unter NE-SW Einengung initiierte. Die Ausdehnung dieses Deformationsregimes mindestens bis in das Längstal unterscheidet sich von der heutigen Konzentration dieser Bewegungen auf die Hauptkordillere. Ich gehe davon aus, dass der ausgedehnte Magmatismus im Miozän durch eine thermale Schwächung dazu führte, dass die parallele Komponente des Konvergenzvektors über einen so breiten Bereich akkomodiert wurde. Dadurch wurde die Bewegung zwar auf viele Störungen verteilt, es kam aber trotzdem zu einem beträchtlichen Nordtransport des äußeren Forearcs, der zu Spannungsakkumulationen auf Höhe der Arauco Halbinsel und der angrenzenden Küstenkordillere führte. Diese Akkumulationen hatten Krustenverdickungen zur Folge, die eine zusätzliche Hebung und die Abgrenzung des Arauco Beckens zu den anderen Forearc Becken im Miozän bewirkten. In den nördlich und südlich angrenzenden Schelfbecken (Itata Becken und Valdivia Becken) sind sehr viel mächtigere miozäne Sedimente überliefert und zeugen von einer Sonderstellung der Arauco Halbinsel im Miozän.

Die Krustenverdickungen fanden an NW-SE streichenden Schwellen statt (BOETTCHER 1999a). Dabei gibt es zwei Möglichkeiten unter welchen Spannungsrichtungen diese Reaktivierungen stattfanden (Abb. 7-1). Bei zeitgleichem Einfluss der orthogonalen und parallelen Spannungen kann sich eine resultierende Spannungsrichtung ergeben, die direkt senkrecht auf den NW-SE streichenden präexistenten Strukturen steht und sie als Überschiebungen reaktiviert. Wahrscheinlicher ist, dass sich die orthogonalen und parallelen Spannungsfelder abwechseln. In Phasen hoher Konvergenzschiefe und erheblichem Transport des äußeren Forearcs nach Norden überwiegt die Plattenrand-parallele Komponente. Da der Forearc-Sliver an einem midkrustalen Abscherhorizont von der Unterkruste abgekoppelt ist, wird die aus der Konvergenz resultierende Spannung in diesen Zeiträumen nicht mehr direkt auf den Splitter übertragen. Die strukturellen Daten auf der Halbinsel Arauco unterstützen auch eher die Theorie der sich abwechselnden orthogonalen und parallelen Spannungsfelder.

Bei den sich abwechselnden unterschiedlichen Einengungsrichtungen kommt es zu einer in entgegengesetzte Richtungen wirkenden horizontalen Einengungskomponente. Während unter der Plattenrand-orthogonalen Einengung die NW-SE Strukturen eine sinistrale Komponente akkomodieren müssen, werden sie bei N-S Einengung mit dextral-aufschiebendem Bewegungssinn reaktiviert. Dieser Prozess muss zu zusätzlicher Kompression an den Strukturen führen. In Trenchnähe ist die Oberplatte wahrscheinlich nicht abgekoppelt, so dass dort die sinistrale Komponente überwiegen müsste.

Krustenverdickungen an NW-SE Schwellen werden somit auf jeden Fall mit einer Plattenrand-parallelen Einengung in Verbindung gebracht.

Eine aus der sedimentologischen Verteilung abgeleitete N-S erstreckte Hebung über Punta Lavapié und den Lebu Block sowie die synsedimentären NNE-SSW streichenden Abschiebungen beweisen, dass nachträglich zu den Plattenrand-parallelen Prozessen auch orthogonale Prozesse im Miozän stattfanden. Eine erhöhte Sedimentanlieferung in der Tiefseerinne ab dem mittleren Miozän führte wahrscheinlich zu einer verstärkten Unterplattung subduzierter Sedimente und dadurch zu einer Hebung der Halbinsel entlang einer NNE-SSW erstreckten Achse. Dieser Prozess kann auch mit den beobachteten Abschiebungen in miozänen Sedimenten im Raum Valdivia korreliert werden. In der Pehuenche-Phase (~18Ma, MALUMIÁN & RAMOS 1984) wurden die Anden bereits stark gehoben, so dass im mittleren Miozän ein erhöhtes topographisches Relief und eine verstärkte physikalische Erosion des Hinterlandes vorlag. Zusätzlich könnte der Beginn der Subduktion des Chile Rückens vor 14Ma schon einen verstärkten Nordtransport von Sediment in der Tiefseerinne ausgelöst haben (BANGS & CANDE 1997). Andere tektonische Auswirkungen auf die Oberplatte, wie wir sie heute im Bereich des Chile Rückens am Süden der Liquiñe-Ofqui Störungszone beobachten können, hatten im Miozän noch keinen Einfluss auf das Untersuchungsgebiet.

Im mittleren Miozän fand eine sehr weitreichende Transgression statt, die marine Sedimente bei 39°S durch einen Korridor bis in das westliche Längstal transportierte. In der Umgebung der Halbinsel Arauco konnte durch die vorherige Hebung die Transgression nicht sehr weit in das Landesinnere vordringen. Die Ablagerungen des oberen Miozäns (Ranquil Formation), die auf Arauco anstehen, zeigen eine Mobilität des Ablagerungsraumes, die mit den orthogonalen Keilprozessen also dem Aufbau und Zergleiten des Keiles zusammenhängen kann. Die bei Transgressionen weiter reichenden Auswirkungen der erhöhten Porenflüssigkeitsdrücke auf die Oberfläche des Forearc-Keils (erleichtertes Zergleiten) betreffen daher nur Teile der Arauco Halbinsel und in wesentlich stärkerem Maß die südlich anschließenden absinkenden Küstenbereiche.

Die im magmatischen Bogen beobachtete Kompressionsphase am Ende des Miozäns (orogene Quechua-Phase, Haupthebungsphase der Anden) konnte auch in den oligo-miozänen Sedimenten des Längstales in seismischen Untersuchungen nachgewiesen werden. Im äußeren Forearc konnten zwar keine kompressiven Strukturen in miozänen Sedimenten entdeckt werden, die Tatsache, dass an der Küste zwischen dem oberen Miozän und dem oberen Pliozän eine Sedimentationsunterbrechung stattfand, spricht aber dafür, dass auch der äußere Forearc von einer allgemeinen Hebung betroffen war. Im Zuge der Kompressionsphase fand eine weitere morphologische Differenzierung des Trench-Arc-Systems durch relative Hebung der Hauptkordillere und der Küstenkordillere statt.

Im Untersuchungsgebiet kann die Deformationsphase im magmatischen Bogen auf einen Zeitraum zwischen 8-5Ma eingegrenzt werden, obwohl aus den sedimentologischen Beobachtungen wahrscheinlich ist, dass es schon vorher einige Kompressionsschübe geringerer Stärke gegeben hat. Im Zusammenhang mit der relativen Plattenkonvergenz ist dieser Zeitpunkt für die Übertragung kompressiver Spannungen auf den magmatischen Bogen nicht plausibel, da schon längere Zeit eine Kompression noch eher favorisierende Konvergenzfaktoren vorlagen. Der ausgedehnte und langanhaltende Magmatismus kann auch bei dieser Deformationsphase einen Einfluss ausgeübt haben, da eventuell die thermische Schwächung mit der Zeit zunahm, so dass erst am Ende des Miozäns die geringen übertragenen kompressiven Spannungen ausreichten, um die Faltungsphase auszulösen. Wahrscheinlicher ist, dass zusätzlich die Absolutbewegung der Oberplatte die kompressiven Spannungen erhöhte. Wie beschrieben, hat sich diese in einem Zeitraum zwischen 10,4 und 3,2Ma Jahren sowohl in der

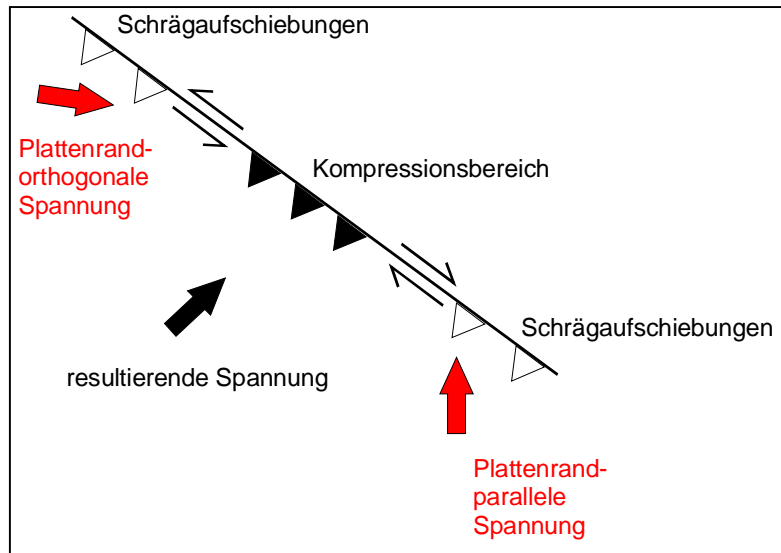


Abb. 7-1: Überlagerung von Spannungen senkrecht und parallel zum Plattenrand im äußeren Forearc. Jede Spannungsrichtung einzeln betrachtet führt zu Schrägaufschiebungen an NW-SE streichenden präexistente Strukturen. Verstärkte Kompression kann entweder durch die Bildung einer resultierenden Spannung, die senkrecht zu den NW-SE Störungen orientiert ist entstehen, oder durch die entgegengesetzt gerichtete Horizontalkomponente bei sich abwechselnden Spannungsrichtungen (s. Text).

Richtung als auch in der Geschwindigkeit geändert. Die nach diesem Wechsel schnellere und senkrecht zur Absolutbewegung der Nazca Platte erfolgende Bewegung der Südamerika Platte könnte die Kompressionsphase mitausgelöst haben, wenn die Vermutung von MARRETT & STRECKER (2000), dass dieser Wechsel erst bei 3,2Ma stattfand nicht korrekt ist. Für ein älteres Datum spricht, dass eine Veränderung der Spreizungsrichtung im Atlantik bereits vor ca. 10Ma stattfand (MALUMIÁN & RAMOS 1984).

7.2 Pliozän/Quartär

Ab dem Pliozän entwickelte sich das heutige Deformationsmuster, das durch eine unterschiedlich hohe Aufteilung des Konvergenzvektors und die kinematische Dreiteilung des Systems geprägt wird. Die Ausdehnung des aktiven Vulkanismus verringerte sich graduell und ist heute auf eine relativ schmale Zone in der Hauptkordillere begrenzt. Die Ergebnisse zeigen, dass schon eine geringe schräge Komponente der Plattenkonvergenz ausreichte, um zu einer Partitionierung zu führen und Horizontalverschiebungen an Plattenrand-parallelen Störungen wie der LOFZ auszulösen. Der Grad der Partitionierung des Konvergenzvektors nahm mit der Zeit zu. Die zunehmende Partitionierung und die Konzentration der Plattenrand-parallelen Komponente auf eine schmale rheologisch geschwächte Zone im magmatischen Bogen führt zu den beschriebenen Unterschieden in der Dynamik der verschiedenen Einheiten (Abb. 7-2): Die Deformationen im äußeren Forearc, der Arauco und die Küstenkordillere beinhaltet, werden durch die Plattenrand-orthogonale Komponente dominiert, welche die dortigen dynamischen Keilprozesse steuert. Im inneren Forearc, dem Längstal, lässt die Auswirkung dieser Komponente nach und diese Region wird daher passiv durch die gehemmte Nordwärts-Bewegung des gesamten Forearc deformiert. Ähnlich wie im äußeren Forearc werden durch die N-S Kompression Keilprozesse ausgelöst. Der magmatische Bogen zeigt ein durch die Plattenrand-parallele Komponente beeinflusstes Horizontalverschiebungsregime, das sich rezent auf die Zweigstörungen der Liquiñe-Ofqui Störungszone und konjugierte sinistrale E-W Störungen konzentriert.

Der äußere Forearc zeigt in Abhängigkeit von sich verändernden Keileigenschaften wie z.B. der lithologischen Zusammensetzung und der basalen Reibung unterschiedliche Forearc-Keile entlang der Küste. Verschiedene Mengen unterplatteten Materials an der Basis der Keile sowie differierende erosionale Oberflächenprozesse am Top führen zu einer weiteren Differenzierung der Keilformen.

An der Küste des Untersuchungsgebietes können drei unterschiedliche Keile identifiziert werden (s. Abb. 7-3). Der Keil, der die Halbinsel Arauco bildet, zeigt einen höheren Öffnungswinkel als der Keil, der die Mocha Gegend zwischen Tirúa und dem Río Toltén definiert. Die unregelmäßige Küstenlinie spiegelt die verschiedenen Keilwinkel wider. Diese können mit der basalen Reibung zusammenhängen. Die hohe basale Reibung unterhalb der Halbinsel Arauco induziert einen höheren Keilwinkel, während die geringe basale Reibung unterhalb der Mocha Gegend zu einem kleineren Critical Taper führt. Daher wird im südlichen Bereich der durch die jüngere Kruste verursachte kleinere Subduktionswinkel nicht durch einen höheren topographischen Einfallwinkel ausgeglichen. Außerdem kann der Keilwinkel durch die Tatsache beeinflusst werden, dass ein Teil des nördlichen Keils durch den Küstenbatholithen statt wie im Süden aus Metamorphiten gebildet wird.

Sowohl der Keil bei Arauco als auch der Keil der Mocha Gegend sind rezent von extensiven Prozessen an der Keiloberfläche betroffen, die ich als Reaktion auf eine Hebung durch unterplattete subduzierte Sedimente sowie interne kompressive Deformationen interpretiere. Die Halbinsel Arauco wird jedoch durch Extension an NNE-SSW und untergeordnet NW-SE streichenden Abschiebungen charakterisiert, während der Mocha-Keil von radialer Extension betroffen ist. Das abweichende Muster des Südkeils hängt wahrscheinlich mit einer sehr unregelmäßig angeordneten Unterplattung von kleineren Sedimentmengen zusammen (s. Abb. 7-2), die zu dem Nebeneinanderliegen von Hebungs- und Absenkungsbereichen in diesem Segment führt. Die lokal an den Bruchzonen auftretende Erhöhung der Rauigkeit der ozeanischen Platte kann zu dieser unregelmäßigen Unterplattung und der asymmetrischen Reaktion des Critical Tapers beitragen. Dagegen konzentriert sich die Unterplattung unter Arauco und der angrenzenden Küstenkordillere auf eine NNE-SSW streichende Achse. Eine stärkere Kopplung unter Arauco als weiter südlich ist rezent durch die verstärkte Seismizität nachgewiesen.

Ein dritter Keil südlich der Valdivia-Bruchzone enthält noch die südlichsten Teile des Untersuchungsgebietes. Der nach Süden flacher werdende Subduktionswinkel wird dort anscheinend durch eine ansteigende Topographie ausgeglichen, so dass vermutet werden kann, dass in diesem Segment keine besondere Verringerung der basalen Reibung durch subduzierte wasserhaltige Sedimente stattfindet. Genauere Daten über den Keilwinkel und das Akkretionsverhalten liegen jedoch für diesen Keil nicht vor.

Rezent werden die Keile durch die ehemaligen Transformstörungen getrennt. Im Pliozän war aber z.B. die Mocha-Bruchzone noch nördlich des Untersuchungsgebietes lokalisiert. Die sedimentologischen und strukturellen Ergebnisse zeigen jedoch, dass auch im Pliozän unterschiedliche Keilformen an der Küste vorlagen. Im oberen Pliozän traten nach einem durch die Hebung der Quechua-Phase bedingten erosiven Zeitraum wieder

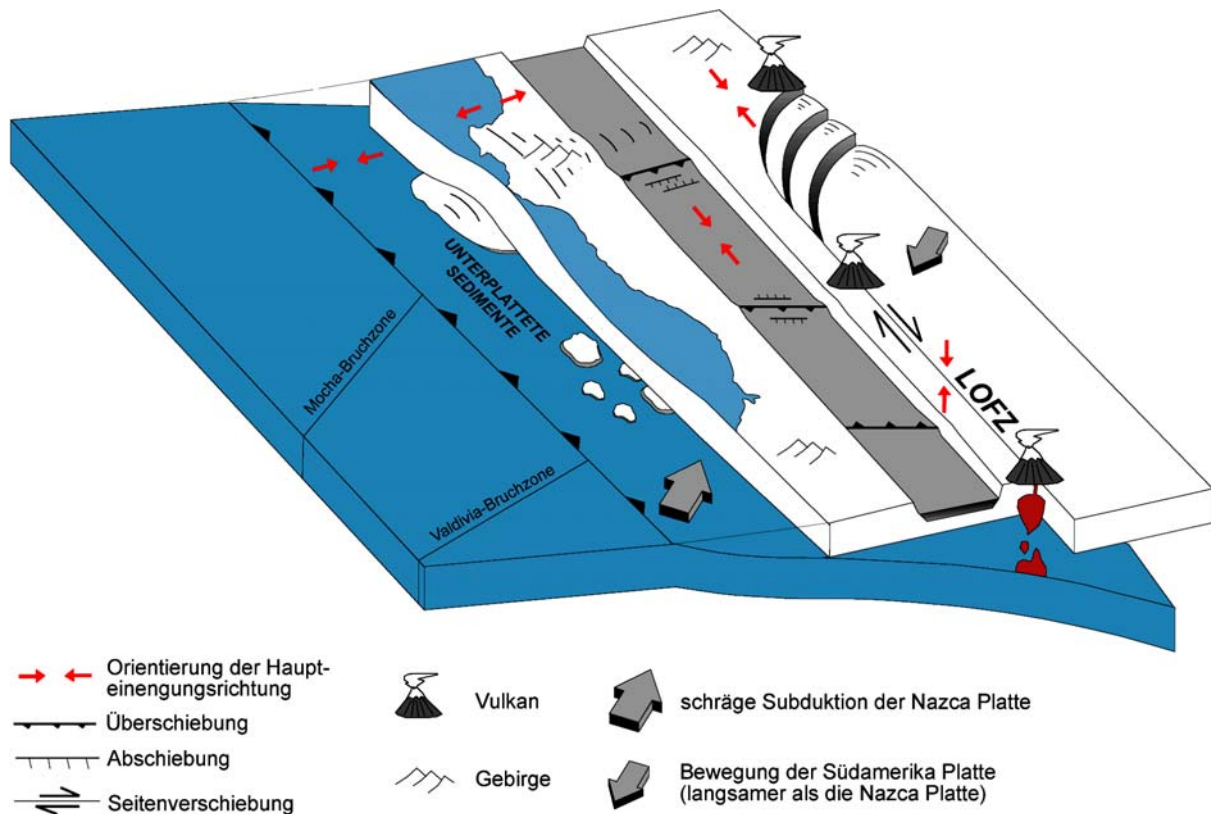


Abb. 7-2: Schematisches 3D-Modell der rezenten Deformationsprozesse des südzentralchilenischen Trench-Arc-Systems. Der westlichste Teil der Oberplatte wurde entfernt, um die verschiedenen Unterplattungsprozesse darzustellen (verändert nach REUTHER et al. 2003).

marine Sedimente in den Forearc-Becken auf. Auf der Arauco Halbinsel ist die Ablagerung der Tubul Formation von Subsidenzbewegungen und synsedimentären Abschiebungen begleitet. Die pliozänen Becken werden durch NNE-SSW und NW-SE streichende Strukturen begrenzt. Pliozyäne Ablagerungen sind im Arauco Becken sehr viel geringmächtiger als im Itata und Valdivia Becken. Die Subsidenz auf Arauco führte somit zu einer Lage unterhalb des Meeresspiegels, erhielt aber die gehobene Sonderstellung des Arauco Beckens und die Abgrenzung zu anderen Keilen. Dies ist ein weiterer Hinweis darauf, dass die Bildung der Halbinsel Arauco auf mehrere Prozesse zurückzuführen ist und nicht nur in Zusammenhang mit den unterschiedlichen Bedingungen auf beiden Seiten der Mocha-Bruchzone steht.

Generell traten ab dem oberen Pliozän durch die mit den Vereisungsphasen einhergehende starke Erosion und den erhöhten Transport schnelle Veränderungen der Keiloberflächen ein, die durch interne Deformation und veränderte Subduktionsparameter wieder ausgeglichen wurden. Die beschriebene Subsidenz im Pliozän kann daher mit einem durch die Sedimentanlieferung erhöhten topographischen Winkel des Keils und folgendem Zergleiten in Verbindung gebracht werden ($\alpha_{\text{topo}} > \alpha_{\text{crit}}$, BOETTCHER 1999a). Die mit den Eiszeiten assoziierten Meeresspiegelschwankungen erhöhten die Keilmobilität zusätzlich. Von den transgressiven Tendenzen und dem damit zusammenhängenden leichteren Zergleiten der Keiloberfläche ist wiederum die Mocha Gegend besonders im Toltén Bereich und weiter südlich viel stärker betroffen als die Arauco Halbinsel. In der Tiefseerinne wurden ab dem Pliozän zunehmend mehr Sedimente abgelagert, die auch zu einer vermehrten Sedimentsubduktion geführt haben könnten.

Für das Ende des Tertiärs wird von KAIZUKA et al. (1973) eine NW-SE Hebung der Halbinsel Arauco postuliert, während im Pleistozän eher Hebung an der NNE-SSW Achse überwiegen soll. Auch am Ende des Pliozän sind daher Plattenrand-parallele Spannungsakkumulationen für das Arauco Becken anzunehmen. Die rezente Aktivität des NW-SE erstreckten Morguilla Escarpments am Südende der Arauco Halbinsel zeigt, dass diese Prozesse auch heute noch stattfinden.

Im Itata und Valdivia Becken fand im oberen Pliozän und Quartär eine kontinuierliche Sedimentation statt, während Arauco und die Isla Mocha im Quartär von starken Hebungen betroffen waren. Aber auch der Bereich zwischen dem Lago Budi und Tirúa zeigt durch die Unterplattung der seit den Eiszeiten reichlich vorhandenen Sedimente wie beschriebene Hebungen im Quartär.

Der durch die Nordbewegung des Forearc-Krustensplitters am auffälligsten betroffene **innere Forearc** zeigt die mit diesem Prozess assoziierten Überschiebungen und Abschiebungen in quartären Sedimenten. Da im Längstal keine pliozänen Sedimente untersucht wurden, ist nicht genau bestimmbar, wann der Übergang von dem miozänen Spannungsfeld mit gleichen Deformationen wie im magmatischen Bogen zu dem quartären Spannungsfeld ohne Horizontalverschiebungen im Längstal stattfand. Da die Ausdehnung der pliozänen vulkanischen Ablagerungen noch weit ins Längstal hineinreicht, kann es sein, dass erst im Übergang zum Pleistozän das Längstal nicht mehr thermisch ähnlich geschwächt war wie der magmatische Bogen. Die Plattenrand-parallelen Keilprozesse, die durch N-S Kompression im Längstal ausgelöst wurden, werden durch die hohe Erosion des Hinterland im Pleistozän und durch den enormen Transport beeinflusst. Die extreme Anlieferung von vulkanischem und glaziofluvialem Material führte zu fortschreitender Subsidenz des Längstales und sowohl an manchen Stellen zur Erhöhung des topographischen Winkels als auch zur Einebnung und Erosion der Keiloberfläche. In Phasen geringeren Transportes wurde die durch Kompression erhöhte Keiloberfläche durch Abschiebungen reduziert.

Das im Anschluss an die unterpliozäne Intra-arc Extensionsphase durch die Plattenrand-parallele Komponente hervorgerufene Horizontalverschiebungsregime der **Hauptkordillere** zeigt einen zunehmenden Grad der Partitionierung ab dem oberen Pliozän an. Deswegen werden im oberen Pliozän NNE-SSW und NW-SE streichende Störungen unter E-W Einengung konjugiert reaktiviert während sich rezent die Zweigstörungen der Liquiñe-Ofqui Störungszone (NNE-SSW) und konjugierte sinistrale E-W Störungen unter NE-SW Einengung bewegen. Die NW-SE streichenden älteren Störungen werden bei den Simple-shear Prozessen z.T. mitreaktiviert.

Der Bereich zwischen 38°-39°S ist ab dem Quartär von Transtension betroffen, die sich hauptsächlich auf die nördlichsten Zweige der LOFZ konzentriert, aber z.T. auch die E-W und NW-SE streichenden Störungen betrifft. Bei 38°S enden die Hauptzweige der LOFZ in einer extensiven Horsetail-Struktur. Die strukturelle Grenze bei 38°S tritt schon in der geologischen Vergangenheit als Trennungslinie auf. Das Faltungsverhalten der oligo-miozänen Beckensedimente ist nördlich stärker ausgeprägt als südlich 38°S. Bei 38° treffen außerdem die plio-pleistozäne Ostfront des Pino-Hachado Hochs und die rezente Vulkanfront aufeinander, so dass der Vulkan Copahue, der sich auf diesem Schnittpunkt befindet, Merkmale beider Magmenprovinzen zeigt (MUÑOZ & STERN 1988). Die Anlage der Horsetail-Struktur bei 38°S folgt somit einer vorgezeichneten strukturellen Grenze. Bei den für die südzentralchilenische Subduktionszone vorliegenden Faktoren wäre eigentlich eine kompressive Endung der LOFZ zu erwarten gewesen (s.a. JARRARD 1986). Daher müssen die präexistenten Strukturen sowie die vorherrschende Transtension zu der Anlage der extensiven Horsetail-Struktur und dem Abbau der kompressiven Komponente im Längstal beigetragen haben.

Das Enden der über 1000km langen Horizontalverschiebungszone in diesem durch eine geringere basale Reibung an der Koppelzone definierten Bereich zeigt, dass wahrscheinlich die geringen, durch die Bruchzonen getrennten Veränderungen im Subduktionsverhalten Auswirkungen bis in den magmatischen Bogen zeigen. Die Tatsache, dass bei 38°S eine besonders mächtige Tiefseerinnenfüllung vorliegt und sich die tertiären Abfolgen der Forearc-Becken an dieser Linie unterscheiden (s. Kap. 2.3.2), lenkt die Aufmerksamkeit erneut auf diesen Abschnitt.

Einen zusätzlichen Einfluss kann eventuell der Mantelkeil in diesem Segment auslösen. Wie beschrieben ist das Segment zwischen 38-39°S von einem aktiven Backarc Vulkanismus betroffen (STERN 1989), der auf eine verstärkte Konvektion im heißen Mantelkeil hinweist. Die beobachtete Generierung von Magmen in der vergleichsweise geringen Tiefe von 90km unterstützt diese Vermutung. Falls der heiße Mantelkeil zusätzlich nach Westen vordringt, könnte er eine geringere Ausdehnung der seismogenen Zone bewirken und so die Transtension in diesem Segment der Hauptkordillere unterstützen (Abb. 7-3). Diese Möglichkeit ist jedoch bisher noch als spekulativ zu beurteilen, da noch nicht genug Daten vorliegen. Seismische Untersuchungen zeigen zwar eine Verringerung der Geschwindigkeiten im Forearc, diese können aber wie bereits geschildert

sowohl mit einem vordringenden serpentinisierten Mantelkeil als auch mit den subduzierten Sedimenten zusammenhängen (BOHM et al. 2002).

Die beschriebene geringe basale Reibung und assoziierte geringe Spannungsübertragung im Segment zwischen der Mocha- und Valdivia-Bruchzone steht nicht im Widerspruch zu der Generierung des 1960er Bebens in diesem Segment. TICHELAAR & RUFF (1991) machten die Beobachtung, dass ein glatteres Interface mit größeren Erdbeben korrelierbar ist und vermuteten, dass subduzierte Sedimente zu einer Glättung des Interfaces beitragen (RUFF 1989b). Eine erhöhte Rauigkeit führt dagegen zu einer vorzeitigen Spannungsentladung durch mehrere Beben kleinerer Magnitude.

Durch das Ende der Liquiñe-Ofqui Störungszone bei 38°S entstehen Spannungsakkumulationen nördlich der Horsetail-Struktur im magmatischen Bogen und westlich davon im Forearc, die dort die Plattenrand-parallel Prozesse steuern. Im äußeren Forearc überlagern sich wie bereits angedeutet senkrecht und parallel zum Plattenrand stattfindende Prozesse und führen zu einem komplexen Deformationsmuster. Die Entwicklung der Halbinsel Arauco ist ein besonderes Beispiel der Folgen dieser Überlagerungen und Spannungsakkumulationen. Die extreme Hebung der Halbinsel und angrenzender Bereiche der Küstenkordillere an unterschiedlich orientierten Hebungssachsen kann nur durch die Kombination dieser verschiedenen Prozesse erklärt werden:

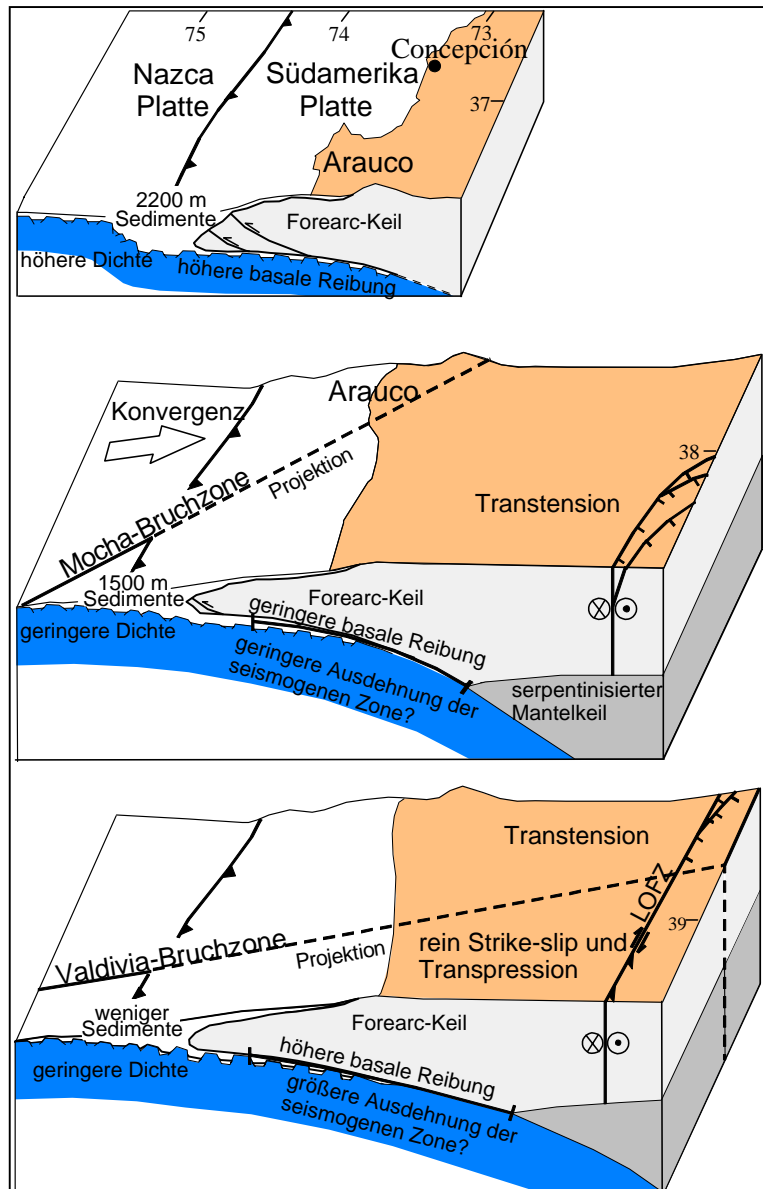


Abb. 7-3: Die drei unterschiedlichen Forearc-Keile des Untersuchungsgebietes und ihre Relation zu Prozessen der Oberplatte (s.a. Abb. 5-51). Die Transtension im magmatischen Bogen zwischen 38°-39°S kann zusätzlich zu der beschriebenen von anderen Segmenten abweichenden Sedimentsubduktion durch ein Vordringen des Mantelkeils nach Westen verstärkt werden. Das Vordringen des Mantelkeils führt zu einer geringeren Ausdehnung der seismogenen Zone.

- **Unterplattung von subduzierten Sedimenten:** Eine Unterplattung großer Sedimentmengen führt zur Hebung des Keiles an einer NNE-SSW erstreckten Achse und dadurch zu Extension senkrecht zum Plattenrand. Rezent werden nur geringe Teile der Tiefseerinnenfüllung unter Arauco subduziert, so dass dieser Prozess in der Vergangenheit besonders bei der hohen Sedimentanlieferung im Quartär wahrscheinlich eine größere Rolle als heute gespielt hat. Die wiederholte Reaktivierung NNE-SSW streichender Abschiebungen im Tertiär spricht für die Wichtigkeit dieses Prozesses während der Entwicklung der Arauco Halbinsel. Der heutige geringe Anteil subduzierter Sedimente wird aufgrund der hohen basalen Reibung unter Arauco wahrscheinlich vollständig unterplattet, so dass auch ein geringer rezenter Einfluss dieses Prozesses anzunehmen ist.
- **Hohe basale Reibung:** Nördlich der Mocha-Bruchzone wird nur eine geringe Menge Sediment, das stark kompaktiert ist und somit nur noch einen geringen Wassergehalt aufweist, subduziert. Die Reibung an der Basis des Forearc-Keils wird daher nicht verringert, wie es bei der Subduktion wasserhaltiger Sedimente der

Fall wäre. Eine höhere basale Reibung induziert einen höheren Critical Taper, der zu einer Hebung der Arauco Halbinsel und damit erneuter Extension senkrecht zum Plattenrand führen kann. An der Geländeoberfläche sind die beiden bisher genannten Prozesse besonders in der Vergangenheit nicht zu unterscheiden. Die während des Quartärs gegebene Abhängigkeit dieser Prozesse von der Lage der Mocha-Bruchzone spiegelt sich in einer von Norden nach Süden fortschreitenden Hebung der Arauco Halbinsel im Quartär wider (KAIZUKA et al. 1973).

- Kompressive Interdeformation: Bei einer Verringerung der topographischen Oberfläche des Keils durch erosive Prozesse kann bei ausreichend übertragener Spannung der geringe Oberflächenwinkel durch interne kompressive Deformationen ausgeglichen werden.
- Plattenrand-parallele Spannungsakkumulationen: Die durch die gehemmte Nordwärtsbewegung des Forearcs hervorgerufene N-S Einengung scheint sich nicht nur im Längstal sondern besonders auf der Halbinsel Arauco zu akkumulieren. Die Spannungen werden nicht wie im Längstal an oberflächennahen Überschiebungen sondern durch eine Reaktivierung NW-SE streichender Schwellen im Untergrund abgebaut. Die NW-SE streichenden paläozoischen Schwächezonen werden als Überschiebungen mit zusätzlicher horizontaler Komponente reaktiviert, brechen jedoch nicht bis an die Oberfläche durch. An der Oberfläche sind dagegen als Reaktion auf die Hebung extensive Bewegungen an gleich orientierten neuangelegten Störungen zu beobachten die auch rezent noch aktiv sind.

Die Reaktionen auf die Hebung an unterschiedlichen Vorzugsrichtungen im Arauco Becken führt zu einer Zergliederung der Küste in NNE-SSW und NW-SE streichende Horst- und Grabenstrukturen.

Die dem Wechsel zwischen den verschiedenen Spannungsfeldern auf Arauco zugrundeliegenden Änderungen der Spannungsmagnituden, scheinen zum Teil sehr schnell stattzufinden. Die zur Verfügung stehenden Herdflächenlösungen (Harvard CMT und NEIC+USGS, s. Kap. 4.1, Abb. 4-1c) von 1976 bis heute zeigen überwiegend Überschiebungen mit E-W Einengung bei Arauco während die Herdflächenlösungen des ISSA-Projektes aus dem Jahr 2000 (ASCH et al. 2001) Horizontalverschiebungen unter E-W Einengung zeigen. Dieser Wechsel zeigt unter der Annahme, dass alle Herdflächenlösungen mit demselben theoretischen Ansatz konstruiert wurden, eine Zunahme der N-S gerichteten Einengung oder eine Abnahme der vertikalen Spannung innerhalb dieses Zeitraumes an. Außerdem müssen die vertikale und N-S gerichtete Spannung ähnliche Magnituden besitzen, damit sich in einer so kurzen Zeitspanne das übergeordnete Spannungsfeld von kompressiv zu Strike-slip ändern kann. Die tektonische Mobilität ist dadurch in diesen Bereichen sehr hoch. Eine ähnliche Konstellation hat eventuell auch in der Vergangenheit während der durch eine hohe Mobilität des Ablagerungsraumes gekennzeichneten Zeiträume vorgelegen. Eine Zunahme der N-S gerichteten Spannung bis zu einer die Konvergenz übertreffenden Magnitude kann jedoch nur bei Spannungsakkumulationen über einen langen Zeitraum stattfinden und muss daher wie bereits erwähnt eher mit einer Abkopplung des Spannungsfeldes von der Konvergenz korreliert werden.

Seit dem oberen Pleistozän war die Isla Mocha von noch größeren Hebungsraten betroffen als die Halbinsel Arauco (KAIZUKA et al. 1973, NELSON & MANLEY 1992). Rezent akkumulieren sich die N-S gerichteten Spannungen also weniger intensiv auf die direkte Umgebung der Arauco Halbinsel, sondern verlagern sich z.T. nach Süden an die NW-SE Schwelle, der die Isla Mocha aufsitzt. Die auffallenden Hebungsgebiete sind rezent auch immer von einer Konzentration der seismischen Aktivität betroffen. Die langfristigen geologischen Spannungsakkumulationen scheinen daher mit seismischen Ereignissen gekoppelt zu sein bzw. Auswirkungen auf die Vorgänge in der Koppelzone auszuüben. Zusätzlich zeigen die Hebungsgebiete eine stark positive Bouguer-Anomalie (s. Abb. 3-3a). Ob irgendein Zusammenhang zwischen der Schwereanomalie im Untergrund und den Hebungen besteht, kann jedoch noch nicht interpretiert werden.

Das Trench-Arc-System zeigt trotz der unterschiedlichen kinematischen Abläufe in den verschiedenen morpho-tektonischen Einheiten auch viele Gemeinsamkeiten. Wie bereits beschrieben beeinflussen die sogenannten Buttress-Effekte während Zeiten der Partitionierung das gesamte Trench-Arc-System. Der Forearc hätte sich bei vollständiger Partitionierung und ungehemmter Bewegung nach Norden seit Beginn des Pliozäns um 165km verschieben müssen (seit dem mittleren Miozän (16Ma) um 584km und seit 20Ma um 865km bei einem Trench-Streichen von 10°, berechnet nach SOMOZA 1998). Aufgrund der Buttress-Effekte und nicht vollständiger Partitionierung hat nur ein geringer Teil dieser Bewegungen wirklich an der LOFZ stattgefunden. Der Grad der Partitionierung schwankte wie beschrieben in der Vergangenheit und war z.B. im Pliozän und Miozän sehr gering. Trotzdem muss mit einer Bewegung des Forearcs um > 100km seit dem Miozän gerechnet werden bzw. mit einem anderen Abbau z.B. durch Kompression und Hebung oder Blockrotationen. Ich gehe aufgrund meiner Daten davon aus, dass spätestens seit dem Pleistozän eine vollständige Partitionierung stattfindet, durch die ein

Nordtransport des Forearcs um 52-60km in den letzten 1,8Ma akkomodiert werden muss. Es liegen leider keine genauen Überprüfungsmöglichkeiten wie Markerhorizonte auf beiden Seiten der LOFZ vor. Angaben, die auf paläomagnetischen Messungen basieren, schwanken zwischen einem Nordtransport von 400-500km in den letzten 50Ma (GARCIA et al. 1988) und vernachlässigbaren Werten (z.B. ROJAS et al. 1994). Ableitungen des Versatzes aus der Scherzonenlänge und -breite (z.B. SCHOLZ et al. 1993) sind aufgrund der Nutzung präexistenter Diskontinuitäten, der Interaktion verschiedener Störungssegmente und der Anisotropie der betroffenen Gesteine nicht anwendbar.

Ich nehme an, dass das Längstal aus mehreren Keilen aufgebaut ist, an denen zu unterschiedlichen Zeiten die Einengung abgebaut wird. Unterbrechungen des Längstales wie der Horst von Loncoche werden zeitweise auch als Barriere für die Übertragung des Druckes nach Norden gewirkt haben.

Andere Gemeinsamkeiten der Einheiten des Trench-Arc-Systems sind sowohl die Beeinflussung durch die verschiedenen Subduktionsparameter an der Plattengrenze als auch durch altangelegte Störungen im Untergrund. Im äußeren Forearc und im magmatischen Bogen konnte die Reaktivierung älterer Störungen eindeutig nachgewiesen werden, im Längstal vermute ich sie aufgrund des entwickelten kinematischen Modells.

Generell zeigen alle morphotektonischen Einheiten ähnliche Störungsrichtungen, auch wenn sie unter unterschiedlichen dynamischen Prozessen entstanden und überprägt wurden (NW-SE, NNE-SSW, E-W). Die meisten dieser Störungen zeigen sehr steile Einfallswinkel, was die Reaktivierung sowohl als Seitenverschiebung als auch als Abschiebung erleichtert. Generell führt die durchgreifende Verwitterung junger Sedimente mit hohem Tuffgehalt in vielen Regionen zu stark tonhaltigen Horizonten, die ein Abscheren an präexistenten Diskontinuitäten schon unter geringen Spannungsänderungen ermöglichen. Diese Faktoren führen zu einer hohen tektonischen Mobilität des Trench-Arc-Systems. Die Untersuchungen haben gezeigt, dass schon eine geringe schräge Komponente der Plattenkonvergenz ausreicht, um zu einer Partitionierung zu führen und Horizontalverschiebungen an der Liquiñe-Ofqui Störungszone auszulösen. Die LOFZ muss daher eine sehr geringe Scherfestigkeit (*strength*) haben. Die nahezu abwesende Seismizität an dieser Störungszone bestätigt diese Tatsache.

Die geringe Korrelation zwischen der Konvergenzgeschichte und der beobachteten Deformation der Oberplatte ist nach der Erläuterung der zusätzlich auf das Deformationsregime einwirkenden Faktoren verständlich. Die komplexe Wechselwirkung diverser Steuerungsfaktoren verwischt die Relation zwischen Deformationsprozessen in der Oberplatte und der Konvergenzgeschichte.

8 Einordnung des Arauco-Bíobío Trench-Arc-Systems in den andinen Rahmen

Das Arauco-Bíobío Trench-Arc-System (37° - 40° S) ist Teil des nördlichsten Segmentes der Patagonischen Anden und zeigt prägnante Unterschiede zu anderen Andenregionen. Die extremsten Gegensätze fallen bei einem Vergleich der schmalen bis 3km hohen Patagonischen Anden mit den bis zu 800km breiten zentralen Anden mit Höhen um 4-6km auf. Während die zentralen Anden sich durch eine extreme Verkürzung im Vorland und eine Krustenverdickung auf bis zu 70km mit Plateaubildung auszeichnen, sind die Patagonischen Anden durch eine normale Krustendicke von ca. 35km und Vorland-Vulkanismus statt Vorland-Verkürzung gekennzeichnet. Im Norden konzentriert sich somit die Deformation auf das östlich der Andenkette liegende Vorland und im Süden auf den Forearc. Der Forearc der Zentralanden ist nur von geringfügiger Krustendehnung und -absenkung betroffen (REUTTER et al. 1994), die im Zusammenhang mit einer Abraspelung von Teilen der Oberplatte durch Subduktionserosion am Plattenrand gesehen wird. Im Gegensatz zu den Zentralanden haben sich in den Patagonischen Anden Akkretion und Subduktionserosion über die Zeit ausgeglichen so dass die Einheiten des Trench-Arc-Systems in der Vergangenheit relativ stationär waren.

Die Segmentierung der Anden fällt aber auch schon bei der Betrachtung der an das Untersuchungsgebiet angrenzenden Segmente auf.

Die Unterschiede zwischen den verschiedenen Segmenten werden bisher durch unterschiedliche Subduktionszonengeometrien, die u.a. mit der Rauigkeit und dem Alter des Ozeanbodens zusammenhängen, verschiedene paläogeographische Vorzeichnungen oder klimaabhängige Unterschiede erklärt. Es ist jedoch bislang unklar, welche Prozesskombinationen die entscheidenden Faktoren für die fundamental unterschiedliche Ausbildung der Anden darstellen.

8.1 Segmentation der Anden

Eine Unterteilung der Anden in Segmente, die durch unterschiedliche aktive tektonische Abläufe gekennzeichnet sind, wurde bereits von DEWEY & LAMB (1992) durchgeführt (Abb. 8-1). Das Arauco-Bíobío Trench-Arc-System beinhaltet demnach Teile von zwei unterschiedlich definierten Segmenten.

Das Segment 1 erstreckt sich von 47° bis 39° S, beinhaltet also den südlichsten Teil des Untersuchungsgebietes. Diese Region ist nach DEWEY & LAMB (1992) durch eine hohe Partitionierung des Konvergenzvektors geprägt, die im Forearc zu Überschiebungen senkrecht zum Plattenrand, wie z.B. bei dem 1960er Beben, und im magmatischen Bogen zu dextralen Bewegungen an der Liquiñe-Ofqui Störungszone (LOFZ) führt. Die in der Literatur beschriebenen Rotationen an der Störungszone (z.B. GARCÍA et al. 1988, ROJAS et al. 1994, BECK et al. 2000) sehen sie als Beweis für die Aktivität der LOFZ in den letzten 5-10Ma.

Das Segment 2 erstreckt sich von 39° bis 20° S und ist im Gegensatz zu Segment 1 durch einen geringen Grad der Partitionierung gekennzeichnet. Daher sind die Einengungsrichtungen in der Oberplatte parallel zur Konvergenzrichtung orientiert und es tritt nur eine geringe dextrale Komponente auf. Nördlich von 34° S befindet sich ein Vorland-Falten- und Überschiebungsgürtel, in dem ein großer Teil der kompressiven Komponente der Konvergenz durch Verkürzung abgebaut wird. Deswegen definieren DEWEY & LAMB (1992) ein Übergangsegment zwischen 39° - 34° S (Segment 2a), in dem die fundamentalen Unterschiede zwischen Segment 1 und 2, wie der Übergang von fehlender Vorland-Verkürzung zu wesentlicher Verkürzung im Norden, akkomodiert werden. Das Auftreten einer dextralen Komponente nördlich von 39° S bei der Auswertung von Nachbeben des 1960er Ereignisses (z.B. PLAFKER & SAVAGE 1970) werten sie als Bestätigung dieser Segmentierung, weil der Spannungsausgleich zwischen den beiden Segmenten auch eine dextrale Komponente und eine Rotation im UZS im Forearc beinhalten müsste.

Der Bereich zwischen 28° - 33° S wurde schon lange als besonderes Andensegment definiert (z.B. JORDAN et al. 1983). Es handelt sich um eine durch die Subduktion des Juan Fernandez Rückens auf der Nazca Platte (s.a. Abb. 8-1) hervorgerufene flache Subduktion (*flat slab*), die zu der Einstellung des Magmatismus, hoher seismischer Konzentration über einen breiten Bereich und einer das Grundgebirge mit einbeziehenden Verkürzung (*thick-skinned*) im Vorland führte. Damit grenzt sich diese Region nicht nur von dem das Untersuchungsgebiet beinhaltenden südlich anschließenden Bereich sondern auch von den nördlich anschließenden Zentralanden mit Plateaubildung und einem Überschiebungsgürtel ohne Grundgebirgsbeteiligung (*thin-skinned*) ab.

Die auf der rezenten Kinematik basierende Unterteilung von DEWEY & LAMB (1992) kann durch die Untersuchungen im Arauco-Bíobío Trench-Arc-System grundsätzlich bestätigt werden. Die Ergebnisse zeigen, dass ab

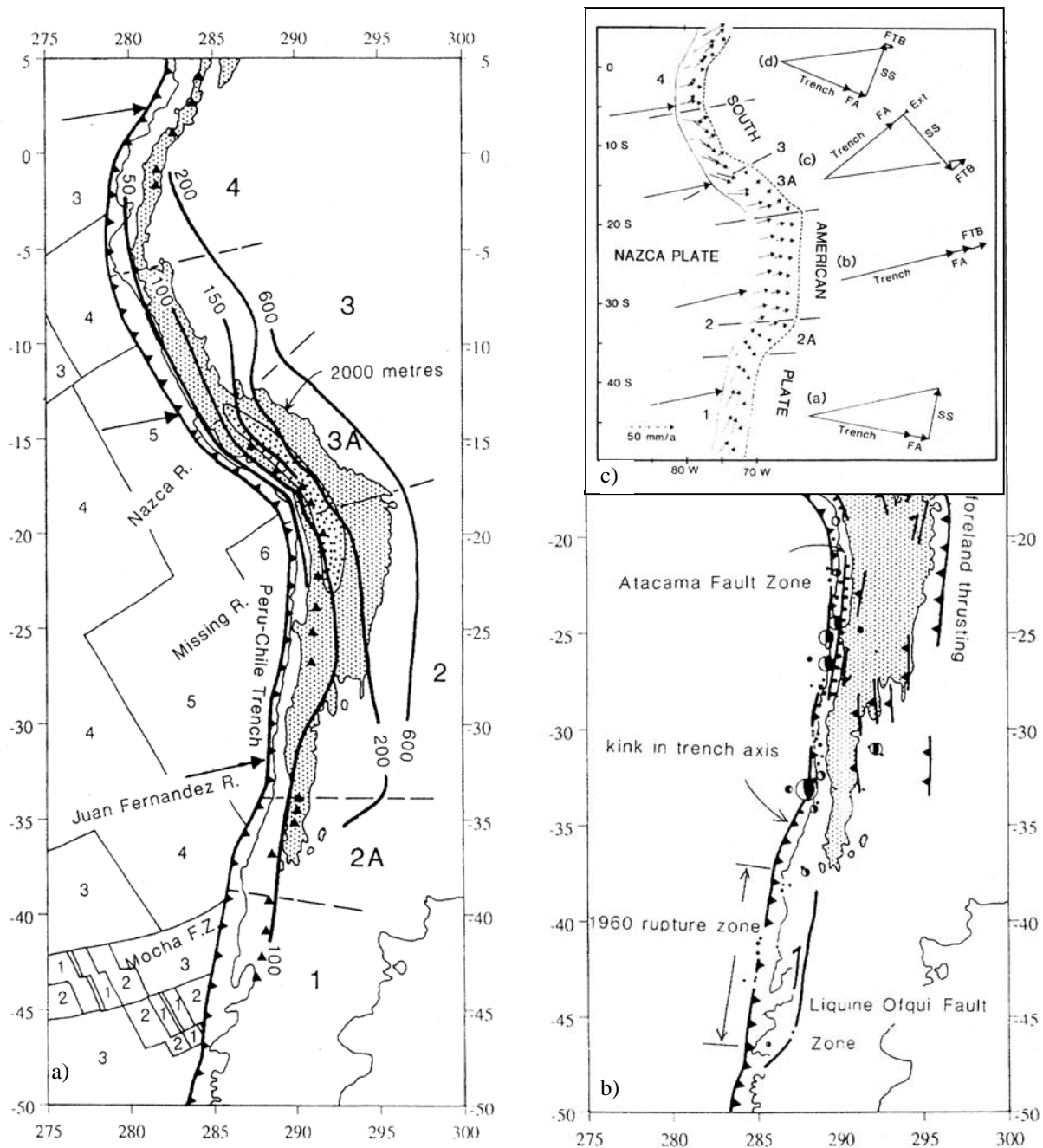


Abb. 8-1: Die Segmentation der andinen Subduktionszone basierend auf der aktiven Tektonik (DEWEY & LAMB 1992).

a) Überblick über die Topographie (gepunktet, 2000m-Intervalle), die Tiefe der abtauchenden Platte unter dem südamerikanischen Kontinent (dicke Linien: Konturen in km), den vulkanischen Bogen (Dreiecke) mit Lücken in Nordperu und Zentralchile und Ozeanbodenalter der Nazca Platte (1=Quartär, 2=Pliozän, 3=Miozän, 4=Oligozän, 5=Eozän, 6=Paläozän). Pfeile zeigen die Bewegung der Nazca Platte in Relation zur Südamerika Platte. Die Unterteilung der Anden erfolgte in 4 Segmente (1-4) und 2 Übergangsegmente (2a und 3a). Das Untersuchungsgebiet beinhaltet Teile von Segment 1 und 2a, wo die abtauchende Platte nur bis in geringe Tiefen nachweisbar ist und die durchschnittliche Höhe der Anden unter 2000m liegt.

b) Die wichtigsten neotektonischen Strukturen der Anden und Beispiele für Herdflächenlösungen nach 1960. Die Größe der Beachballs ist proportional zur Magnitude der Beben. Signifikante Unterschiede bestehen u.a. in der Vorland Verkürzung (*foreland thrusting*), die nördlich 34°S verstärkt auftritt, während das Arbeitsgebiet keine rezente Vorland-Verkürzung, jedoch mit der Liquiñe-Ofqui Störungszone eine prominente dextrale Horizontalverschiebung aufweist.

c) Geschwindigkeitsfeld an der andinen Plattengrenze (Eingangsparameter der Kalkulation s. DEWEY & LAMB 1992). Die verschiedenen Pfeilorientierungen in den Segmenten weisen auf unterschiedlich hohe Grade der Partitionierung des Konvergenzvektors hin. Nur Segment 2 zeigt keine Aufteilung des Vektors, so dass die Pfeile parallel zur Konvergenzrichtung orientiert sind. Der rechte Teil der Abbildung zeigt, wie und wo die einzelnen Komponenten der Konvergenz abgebaut werden (FA=Forearc, FTB=Vorland Falten- und Überschiebungsgürtel, SS=Strike-slip, Ext=Extension in den hohen Bereichen der Anden).

dem Pleistozän eine hohe Partitionierung des Konvergenzvektors vorlag, welche die Bewegungen an der LOFZ steuerte, so wie von DEWEY & LAMB (1992) für das Segment 1 beschrieben. Die Ausdehnung dieses Abschnittes muss jedoch bis mindestens 38°S erweitert werden, weil die LOFZ bis zu dieser geographischen Breite noch eindeutig aktiv ist. Die Ergebnisse haben auch gezeigt, dass nördlich von 38°S ein kinematisch anders definiertes Segment vorliegt. Dort treten nur noch untergeordnet dextrale Bewegungen im magmatischen Bogen auf, so dass die Interpretation eines Übergangsssegmentes logisch erscheint. Aufgrund der Ergebnisse dieser Arbeit scheint jedoch schon bei ca. 37°30'S der bereits zurückgehende Abbau der dextralen Komponente an Horizontalverschiebungen vollständig eingestellt zu werden (s. Abb. 8-2). Auf der gleichen Breite werden überschiebende Bewegungen an der Cordillera del Viento im Backarc beschrieben (MELNICK & FOLGUERA 2001). Es ist daher wahrscheinlich, dass nur eine relativ kurze Transferzone zwischen dem das Untersuchungsgebiet beinhaltenden Segment ohne Vorland-Verkürzung aber mit dextralen Bewegungen an der LOFZ und dem nördlich anschließenden Segment ohne Horizontalverschiebung im magmatischen Bogen aber mit Backarc-Verkürzung besteht. Da weder in Argentinien noch im chilenischen magmatischen Bogen nördlich von 37°15'S eigene Untersuchungen durchgeführt wurden, ist die genaue Abgrenzung der Segmente jedoch noch unsicher. Eine differenziertere Unterteilung des Segmentes 2 von DEWEY & LAMB sowie eine Ausdehnung des Segmentes 1 nach Norden erscheint jedoch aufgrund meiner Ergebnisse sinnvoll.

Das Segment 1 ist aus den Ergebnisse dieser Arbeit und Literaturdaten heraus auch weiter unterteilbar. Wie bereits erwähnt, wird die LOFZ in der Literatur meistens als transpressiv beschrieben (z.B. LAVENU & CEMBRANO 1999). Meine Daten zeigen, dass zumindest das nördliche Segment rezent Transtension und südlich von 39°S reine Horizontalverschiebungen zeigt. Im südlichsten Abschnitt der LOFZ in der Nähe der Subduktion des Chile Rückens konnte jedoch durch Apatit-Fission-Track Daten eine seit 10Ma anhaltende Transpression an der LOFZ und paralleler Strukturen nachgewiesen werden, deren vertikale Komponente seit 7Ma zu bedeutenden Hebungen führt (THOMSON 2002). Es werden postmiozäne Hebungen von jeweils >1km in den von den Störungen begrenzten Blöcken beschrieben. Die Störungen bilden eine transpressive Blumenstruktur (*flower-structure*) (Abb. 8-3). Die Transpression zeigt einen zeitlichen Zusammenhang mit dem Beginn der Kollision des Chile Rückens mit diesem Oberplattensegment (Abb. 8-3).

Das Segment 1 wird also durch einen nach Norden abnehmenden Einfluss der Subduktion des Chile Rückens charakterisiert. Wie in dieser Arbeit nachgewiesen, wird dieser Faktor durch sich ändernde Subduktionsparameter an den ehemaligen Transformstörungen noch verstärkt und überlagert.

8.2 Kontrollfaktoren der Segmentation in der Umgebung des Arauco-Bíobío Trench-Arc-Systems

Die Ergebnisse im Untersuchungsgebiet können zu der Evaluierung der für die Segmentierung der Anden verantwortlichen Faktoren beitragen, auch wenn eine endgültige Klärung der komplexen Interaktionen verschiedener Parameter wohl noch langer Forschung an verschiedenen Subduktionszonen bedarf.

Die bisher in der Literatur erwähnten Hauptkontrollfaktoren sollen in Bezug auf ihre Anwendung auf die Segmentierung der Anden in der Umgebung des Untersuchungsgebietes diskutiert werden.

8.2.1 Strukturierung der ozeanischen Platte

Die Strukturierung der Nazca Platte ist der Hauptkontrollfaktor für die großräumige Segmentierung der Patagonischen Anden und der südlichen Zentralanden. Sowohl die Subduktion des Juan Fernandez Rückens als auch des Chile Rückens beeinflussen die kinematische Strukturierung nachhaltig.

Die flache Subduktion zwischen 28° und 33°S führt aufgrund des breiteren Kontakts zwischen der Oberplatte und Unterplatte zu einer höheren Kopplung und einer verstärkten Freisetzung seismischer Energie (GUTSCHER et al. 2000, Abb. 8-4). Der fehlende Magmatismus bedingt eine ungeschwächte Oberplattenlithosphäre, in der Spannungen und Deformationen Hunderte von Kilometern übertragen werden können. Zwischen 28°-33°S führt dies zu der beschriebenen thick-skinned Deformation im Vorland. Normalerweise ist auch eine höhere Partitionierung bei einer flachen Subduktion zu erwarten (GUTSCHER et al. 2000). Wie von DEWEY & LAMB (1992) ausgeführt, findet jedoch keine Partitionierung des Konvergenzvektors in diesem Segment statt. Ich vermute, dass die Abwesenheit einer thermisch geschwächten Zone, wie sie in den magmatischen Bögen der anderen Segmente vorliegt, und das Fehlen präexistenter Strukturen wie z.B. der LOFZ eine Partitionierung verhindert.

Die Subduktion der durch hohen Auftrieb gekennzeichneten jungen ozeanischen Kruste des Chile Rückens führt gleichfalls zu einer erhöhten Übertragung von Spannungen, die jedoch hauptsächlich an der LOFZ und parallelen Strukturen abgebaut werden.

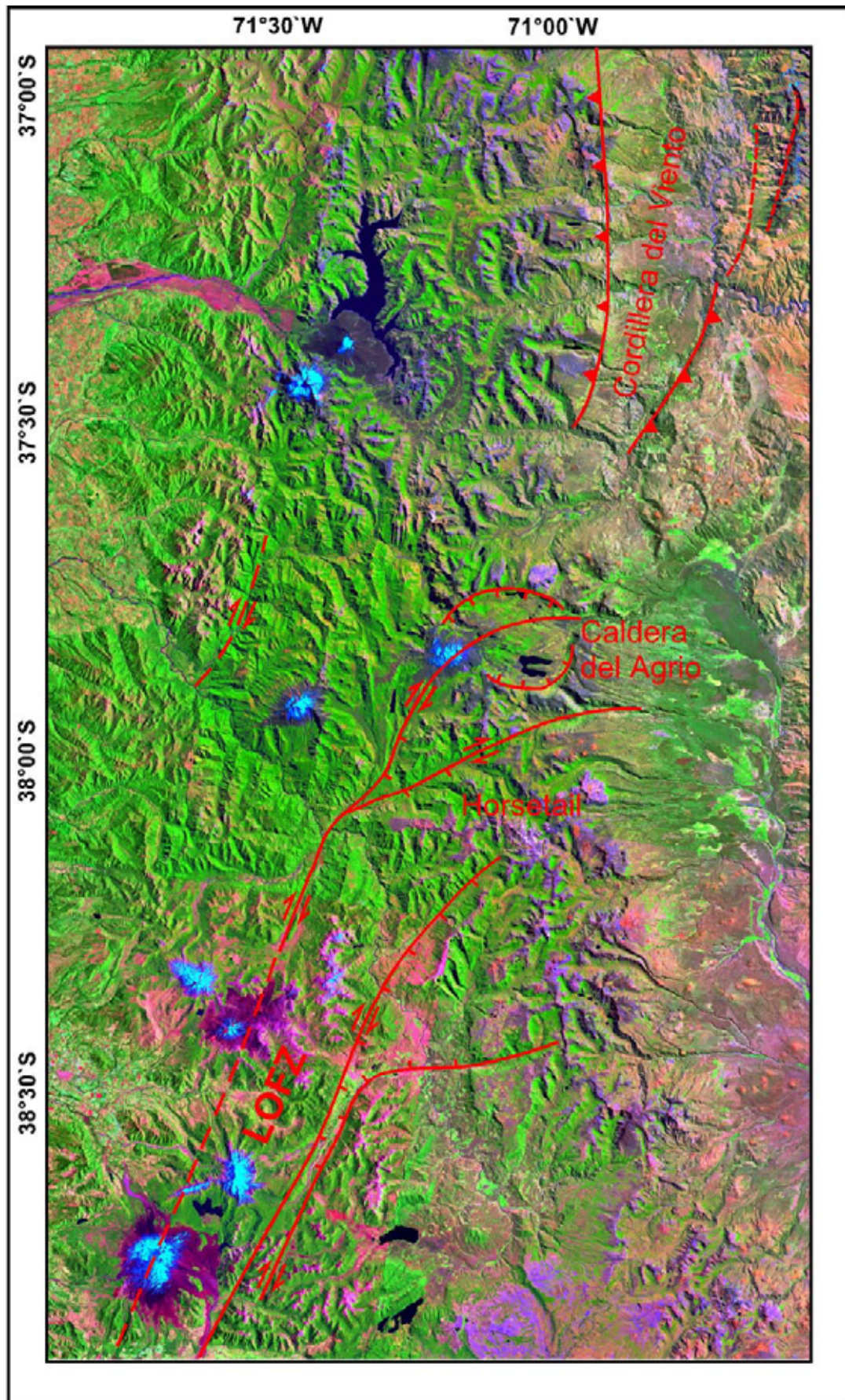


Abb. 8-2: Der Übergang zwischen dextralen Bewegungen im magmatischen Bogen (südlich 37°30') und Verkürzung im Backarc (nördlich 37°30') im nördlichen Teil des Arauco-Bío Bio Trench-Arc-Systems. (Überschiebungen in der Cordillera del Viento und die Caldera del Agrio nach MELNICK & FOLGUERA 2001).

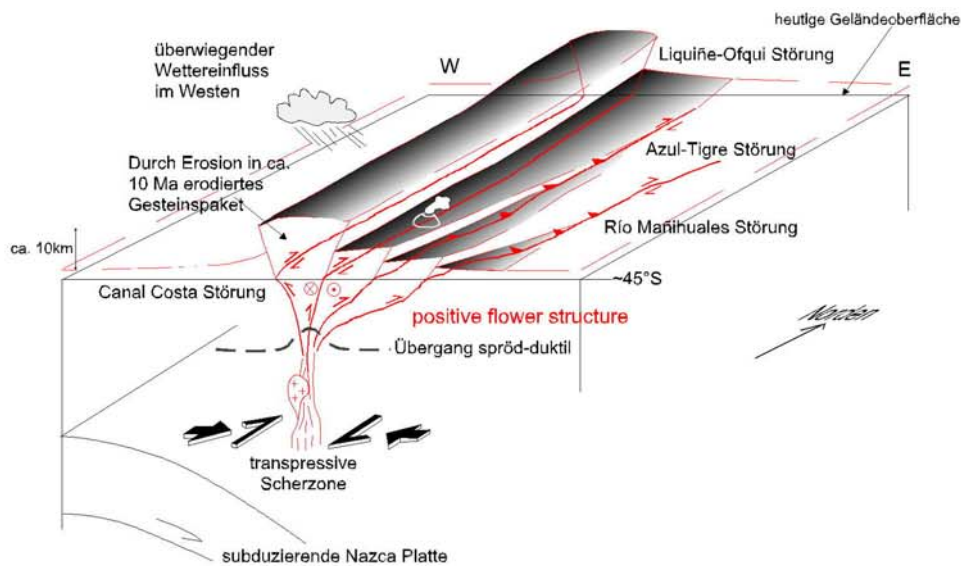


Abb. 8-3: Blockbild-Interpretation der Liquiñe-Ofqui Störungszone bei 44-45°S mit Darstellung der Hebungen an den Störungsblöcken unter der Annahme, dass keine Abtragung seit 10Ma stattgefunden hat (dünne, gestrichelte rote Linien und grau schattierte Bereiche). Die LOFZ und parallele Strukturen werden aufgrund der aus Apatit- und Zirkon-Spaltspurdaten rekonstruierten Hebungsgeschichte als transpressive Scherzone interpretiert, in der die Störungen in einer positiven Blumenstruktur (*positive flower structure*) angeordnet sind. Modifiziert nach THOMSON 2000.

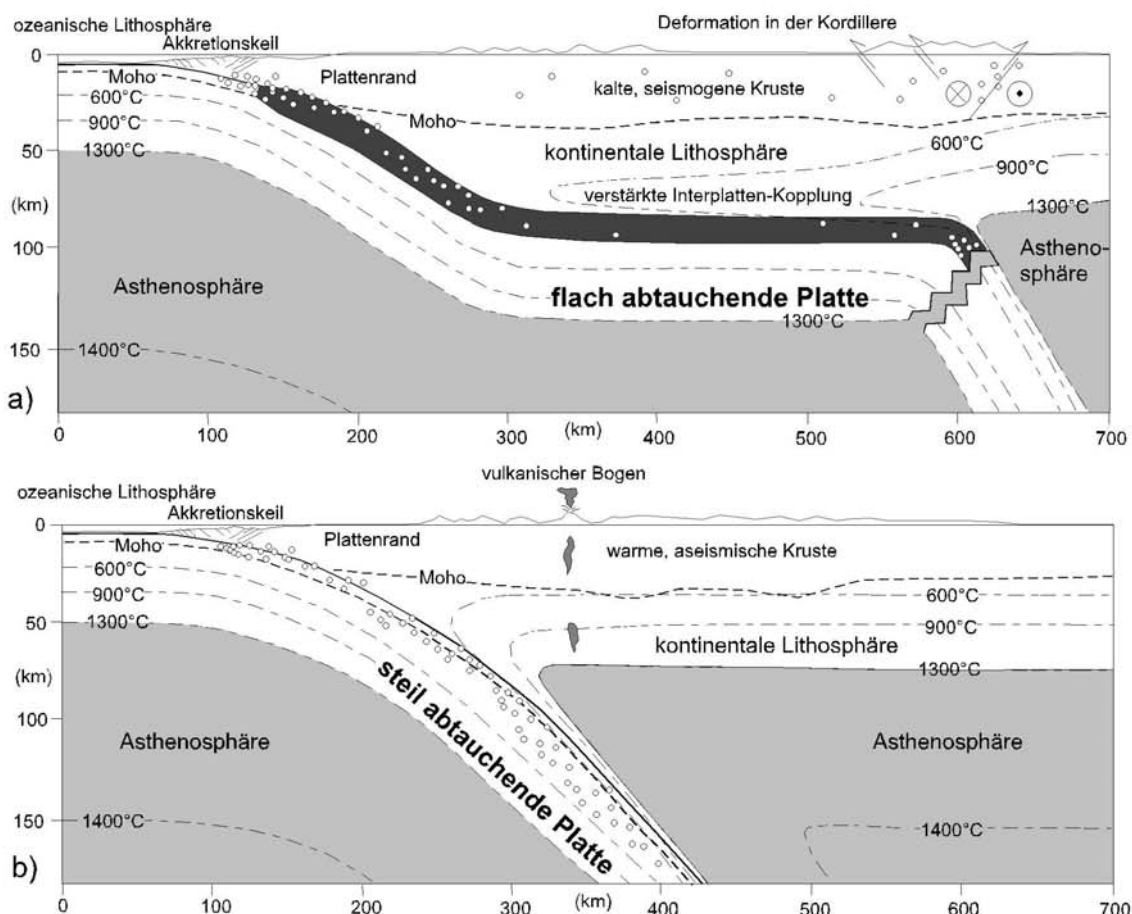


Abb. 8-4: Effekte des Subduktionsstils auf das thermale Regime und die Deformation in der Oberplatte (GUTSCHER et al. 2000). Weisse Kreise symbolisieren Erdbebenherde.
a) Bei dem flach abtauchenden Segment kann durch eine größere Kopplung zwischen den Platten die Deformation bis in den Backarc transferiert werden. Es gibt keinen magmatischen Bogen, weil die kontinentale Asthenosphäre zu weit nach Osten verdrängt wird.
b) Im steil abtauchenden Segment kann der kontinentale Mantelkeil weiter nach Westen vordringen und oberhalb der 100km-Kontur der abtauchenden Platte können Magmen generiert werden. Die warme aseismische Kruste führt zu einer geringeren Übertragung von Spannungen in den Backarc.

Die Subduktion dieser buoyanten Strukturen führen zu einer regionalen Segmentierung, zeigen aber bisher keine direkten Auswirkungen auf das zwischen ihnen liegende Untersuchungsgebiet. Da der Juan Fernandez Rücken relativ zum südamerikanischen Plattenrand nach Süden und der Chile Rücken nach Norden wandert, wird das Arauco-Bíobío Trench-Arc-System erst in der Zukunft direkt von der durch die Rücken verursachten abweichenden flachen Subduktion betroffen sein. Indirekt müssen aber auch rezent die unterschiedlichen Bewegungen in Transferzonen ausgeglichen werden, so dass auch das Untersuchungsgebiet beeinflusst werden kann. Es gibt bereits Vermutungen darüber, dass die starke Vorland-Verkürzung der Zentralanden durch eine N-S Extension im Forearc des Untersuchungsgebietes akkomodiert werden müsste (VIETOR et al. 2003). Ich denke jedoch, dass diese Komponente im Arauco-Bíobío Trench-Arc-System bereits durch die Nordwärtsbewegung des Forearcs an der LOFZ ausgeglichen wird. Die Nordwärtsbewegung muss sogar höher als der zum Ausgleich der stärkeren Verkürzung in den Zentralanden und dem flachen Subduktionszonensegment benötigten Materialfluss sein, da sonst keine Verkürzung im Längstal nachweisbar sein dürfte. Die Modelle der gegenseitigen Beeinflussung unterschiedlicher Andensegmente könnte aber eine Erklärung dafür liefern, warum sich trotz der Nordwärtsbewegung und der kinematischen Kompressionsanzeiger keine stärkere topographische Keilausbildung feststellen lässt.

Generell grenzen sich die Patagonischen Anden zusätzlich durch das geringe Alter der Nazca Platte von den Zentralanden ab. Die Subduktion junger ozeanischer Kruste führt zwar nicht sofort zu einer extremen Verflachung des Subduktionswinkels aber durch die schnelle Absorption zu einer sehr geringen Ausdehnung der subduzierten Platte unterhalb des Kontinents (*short slab*). Der im Gegensatz zum flachen Subduktionssegment 25°-30° betragende Abtauchwinkel der Nazca Platte südlich 33°S ermöglicht das Vordringen des heißen Mantelkeils nach Westen, was zu Magmatismus und einer geringeren Spannungsübertragung auf die Oberplatte führt.

Die Spezialstellung der Zentralanden wird jedoch auch durch den Einfluss des Brasilianischen Schildes (z.B. SOBOLEV et al. 1999) hervorgerufen.

Die kleinräumigere Strukturierung der Nazca Platte durch ehemalige Transformstörungen führt, wie bereits im Ergebnisteil beschrieben, zusätzlich zu einer detaillierten Segmentierung, die sogar innerhalb des Untersuchungsgebietes zu beobachten ist. Die Untersuchungen zeigen jedoch, dass nur eine Kombination der Struktur der Nazca Platte mit sedimentologischen Faktoren die beobachteten kinematischen Vorgänge erklären kann (s. Kap. 5.5.6). Die relativ junge Kruste, die unter das Arauco-Bíobío Trench-Arc-System subduziert wird, müsste theoretisch trotz der Kürze des Slabs zu einer hohen Kopplung und weiten Spannungsübertragung führen, die ich, wie bereits beschrieben, nicht beobachten kann. Die kompressive Komponente der Konvergenz wird im Untersuchungsgebiet nur im äußeren Forearc und dort hauptsächlich in seismischen Ereignissen abgebaut. Eine Spannungsübertragung in den magmatischen Bogen findet rezent nur durch die Plattenrand-parallele Komponente statt. Dies kann durch eine verstärkte Sedimentsubduktion und daher verringerte basale Reibung südlich der Mocha-Bruchzone erklärt werden. Der Übergang zu dem nördlich anschließenden Segment ohne Horizontalverschiebung im magmatischen Bogen und mit Vorland-Verkürzung wird wahrscheinlich durch diese Änderung definiert. Nördlich der Mocha-Bruchzone wird weniger Sediment subduziert und daher mehr Spannung bis zur Cordillera del Viento im Vorland übertragen. Die fehlende Partitionierung trotz zunehmender Subduktionsschiefe in diesem Segment kann nur durch Abwesenheit günstig orientierter präexistenter Störungen im magmatischen Bogen nördlich 37°S erklärt werden. Die Überschiebungen im Backarc müssten eine dextrale Komponente aufweisen.

Die Wichtigkeit der Sedimentabfolge in der Tiefseerinne für die kinematische Segmentierung des Untersuchungsgebietes bedingt eine Abhängigkeit von klimatischen Faktoren.

8.2.2 Klima

Akkretion und Sedimentsubduktion werden auch durch Anwesenheit von Sedimentmaterial in der Tiefseerinne gesteuert. Die extremen Unterschiede der Patagonischen Anden zu den Zentralanden können daher eventuell auch durch klimatische Prozesse zusätzlich zu der Strukturierung der Nazca Platte und den Einflüssen der Oberplatte bedingt sein. Während z.B. im Bereich des westlichen Altiplanos und der Atacama Wüste weniger als 0,5cm Niederschlag pro Jahr fallen, sind es im Untersuchungsgebiet ca. 200cm/a, in südlicheren Teilen der Patagonischen Anden sogar >300cm/a. Da Niederschläge sowohl die Erosion als auch den Transport von Sedimentmaterial in die Tiefseerinne fördern, korreliert die klimatische Zonierung mit der Verfügbarkeit von Sedimenten in der Tiefseerinne (s.a. Abb. 6-5). Südlich von 33°S steigt die Mächtigkeit der Tiefseerinnensedimente stark an. Die Anwesenheit von Sedimenten im Trench scheint zu bestimmen, ob Subduktionserosion, die zu einer Wanderung der Küste und des magmatischen Bogens nach Osten führt, überwiegt, oder ob Teile der Tiefseerinnenfüllung wie im Untersuchungsgebiet in einem Akkretionskeil angelagert werden.

Die starken Niederschläge im Untersuchungsgebiet führen durch die gleichzeitig zu der postglazialen Hebung auftretenden Erosion dazu, dass trotz des Magmatismus und der Hebung keine Krustenverdickung stattfindet.

Interessant ist die These, dass klimatische Faktoren nicht nur indirekt durch den Eintrag von Sedimenten in die Tiefseerinne kinematische Abläufe steuern, sondern eine direkte Reaktion des Gebirges stattfinden kann (z.B. ONCKEN & ECHTLER 2002). So kann auch auf der Ostseite der Anden eine eventuelle Korrelation zwischen Niederschlägen und Deformation beobachtet werden. In den Zentralanden findet auf der Ostseite des Gebirgskamms durch subtropische Niederschläge eine erhebliche Erosion statt, während die Erosion östlich der Patagonischen Anden begrenzt ist. Die stärkere Erosion korreliert räumlich mit der extremen Vorland-Verkürzung im Norden und geringere Erosion mit vernachlässigbarer Vorland-Verkürzung im Süden. Dieser Zusammenhang ließe sich mit dem Anstreben eines Gleichgewichtszustandes des Gebirges erklären, so dass der durch Erosion stattfindende Massenverlust durch Deformation ausgeglichen wird.

8.2.3 Paläogeographie

Ein Zusammenhang zwischen der neogenen tektonischen Segmentierung der Anden und der paläogeographischen Konstellation der Segmente wurde von ALLMENDINGER et al. (1983) vermutet. Sie gingen davon aus, dass z.B. die Unterteilung der Vorland-Deformation in thick-skinned und thin-skinned in den Zentralanden nicht nur durch die verschiedenen Subduktionswinkel ausgelöst wurde, sondern sich gleichzeitig in Abhängigkeit von einer geringen Sedimentbedeckung im thick-skinned Segment und einer mächtigen paläozoischen und mesozoischen Sedimentfolge im thin-skinned Bereich entwickelte. Zusätzlich glauben sie, dass auch die tektonische Vorprägung die neogene strukturelle Entwicklung maßgeblich mitbestimmt.

Im Untersuchungsgebiet kann ein Einfluss präexistenter Strukturen mit Sicherheit festgestellt werden. Die auch im Arauco-Bíobío Trench-Arc-System auftretende Reaktivierung NW-SE streichender paläozoisch angelegter Strukturen wurde jedoch aus weiten Teilen der Anden beschrieben.

Eine Korrelation der geringen Vorland-Verkürzung mit der Paläogeographie im Backarc kann nicht festgestellt werden. Das mesozoisch angelegte Neuquén Becken zeigt trotz seiner Ausdehnung (36°-39°S) und hohen Sedimentmächtigkeiten keine postmiozäne Verkürzung mehr (COBBOLD & ROSSELLO 2002). Im Ñirihau Becken (41°-42°S) werden kompressive Bewegungen für das Pliozän und Quartär vermutet (SPALLETTI & DALLA SALDA 1996), diese können aber meiner Meinung nach aus den publizierten Daten nicht von der Quechua-Kompessionsphase des obersten Miozäns, die bis in den Backarc reichte, abgegrenzt werden.

8.3 Zusammenfassung des andinen Rahmens

Das Arauco-Bíobío Trench-Arc-System zeichnet sich rezent durch einen hohen Grad der Partitionierung des Konvergenzvektors und eine geringe Spannungsübertragung von der seismogenen Zone zu dem magmatischen Bogen und dem Backarc Bereich aus. Die kompressive Komponente wird vollständig im Forearc abgebaut. Wegen der geringen Rauigkeit der Nazca Platte zwischen den ehemaligen Transformstörungen und der bedeutenden Sedimentsubduktion, welche die basale Reibung zusätzlich verringert, staut sich die Deformation innerhalb des interseismischen Zyklus lange an, bevor sie in extrem destruktiven Erdbeben abgebaut wird.

Der hohe Grad der Partitionierung wird im Untersuchungsgebiet durch die thermische Schwächung im magmatischen Bogen und die mindestens seit der Kreide präexistenten Strukturen der Liquiñe-Ofqui Störungszone (z.B. CEMBRANO et al. 1996) favorisiert.

Nach Süden hin bestimmen ähnliche Parameter die tektonischen Abläufe, so dass dort auch ein hoher Grad der Partitionierung vorliegt. Aufgrund des zunehmend jüngeren Alters der ozeanischen Kruste, verringerter Sedimentsubduktion und stärker werdender Einflüsse der Subduktion des Chile Rückens bei 46°, können aber nach Süden hin verstärkt auch transpressive Spannungen in den magmatischen Bogen übertragen werden.

Rotationen des Forearcs an der LOFZ konnten durch paläomagnetische Messungen südlich 39°S nachgewiesen werden. Rotationen des Forearcs führen zu einer Aufweitung des Forearc-Splitters in Richtung Tiefseerinne (BECK et al. 1983). Die Tatsache, dass die Achse der Tiefseerinne nördlich der Halbinsel Arauco, also auch etwas nördlich des in dieser Arbeit definierten Endes der LOFZ, einen Knick nach Osten zeigt, der den Abstand zwischen Tiefseerinne und magmatischem Bogen verringert, spricht dafür, dass Blockrotationen des Forearcs in der Vergangenheit bis zur geographischen Breite der Horsetail-Struktur stattfanden.

Der nördlich 37°30'S anschließende Bereich zeigt einen geringen Grad der Partitionierung und eine höhere Spannungsübertragung, so dass statt dextralen Horizontalverschiebungen Schrägaufschiebungen im Backarc stattfinden. Die Verringerung der Aufteilung des Konvergenzvektors trotz erhöhter Subduktionsschiefe in diesem Segment kann mit der Abwesenheit günstig orientierter präexistenter Störungen, die als Horizontalverschiebungen reaktiviert werden könnten, erklärt werden. Die nördlich der Mocha-Bruchzone geringere

Sedimentsubduktion erlaubt eine Übertragung kompressiver Spannungen bis in den Backarc. Dieses Segment bildet den Übergang zu dem von fehlendem Magmatismus und starker Vorland-Verkürzung dominierten flat-slab Segment nördlich von 33°S.

Aus dieser Analyse ergibt sich, dass für andere Bereiche der Anden und andere Subduktionszonen beschriebene Kontrollfaktoren der kinematischen Entwicklung der Oberplatte zum großen Teil auch auf das Untersuchungsgebiet anwendbar sind.

Der Abtauchwinkel und die Oberflächenbeschaffenheit der ozeanischen Platte stellen durch die Kontrolle des aktiven Magmatismus, der damit verbundenen thermischen Schwächung des magmatischen Bogens und der Spannungsübertragung über die Koppelzone Parameter erster Ordnung dar, die zu der überregionalen Segmentierung der Anden beitragen. Diese Faktoren korrelieren stärker mit der speziellen Strukturierung der Nazca Platte durch untermeerische Rücken und Transformstörungen als mit dem Alter der abtauchenden Platte.

Die Ergebnisse dieser Arbeit zeigen, dass die Kopplung und damit die Spannungsübertragung auf die Oberplatte maßgeblich von der Menge an subduziertem Material abhängt. Die dynamische Entwicklung des Forearcs wird zusätzlich von der Menge an unterplattetem Material gesteuert.

Der Anteil subduzierter Sedimente hängt nicht nur von der Mächtigkeit des Sedimentmaterials in der Tiefseerinne ab, sondern auch davon, ob und wo Abscherhorizonte in der Abfolge vorliegen. Deswegen kann zusätzlich ein Einfluss durch die Art der Sedimente oder durch die Bedeckung der ozeanischen Kruste ausgeübt werden. Im Untersuchungsgebiet treten Materialunterschiede von N nach S in der Tiefseerinnenfüllung auf, weil sich Flussdichte und Einzugsgebiete am Plattenrand stark voneinander unterscheiden (s.a. Kap. 2.3.1). Genauer konnten diese Faktoren und die Art wie sie die Anteile subduzierter Sedimente steuern jedoch nicht evaluiert werden.

Aus der Bedeutsamkeit der Sedimentation in der Tiefseerinne für die Kinematik der Oberplatte ergibt sich ein klimatischer Einfluss. Das Klima steuert auch die Hebung und Erosion in der Oberplatte und ist damit ein wichtiger Faktor für die Kinematik des Trench-Arc-Systems.

Der Strukturierung der Oberplatte scheint in der Umgebung des Arauco-Bíobío Trench-Arc-Systems eine zentrale Kontrollfunktion zuzukommen. Trotz thermischer Schwächung nördlich des Untersuchungsgebietes scheinen sich ohne passende präexistente Diskontinuitäten keine bedeutenden dextralen Horizontalverschiebungen auszubilden. Die LOFZ ist dagegen im Untersuchungsgebiet auch bei geringer Kopplung aktiv.

9 Zusammenfassung und Ausblick

Die detaillierten Untersuchungen der Deformationsstrukturen im Arauco-Biobío Trench-Arc-System haben gezeigt, dass das Subduktionssystem seit dem Miozän von mehreren Deformationsphasen betroffen war, die sich nicht nur in den tektonischen Regimen, sondern auch in ihrer regionalen Ausdehnung unterschieden. Während die oligo-miozäne Extensionsphase und die obermiozäne/unterpliozäne Kompressionsphase das gesamte Trench-Arc-System betrafen, trat ab dem mittleren Pliozän eine kinematische Dreiteilung des Systems auf, d.h., dass der äußere Forearc, der innere Forearc und der magmatische Bogen in der Hauptkordillere von unterschiedlichen Bewegungen betroffen waren. Auslöser der unterschiedlichen Dynamik ist eine Aufteilung der Deformation in Komponenten senkrecht und parallel zum Plattenrand bei schiefer Subduktion. Während eine solche Partitionierung auch schon im Miozän zeitweise stattfand, führte die damalige weite Ausdehnung des Magmatismus zu einer Schwächung der Kruste bis zur Westgrenze des Längstals. Anders als heute, war daher auch das Längstal von den für den magmatischen Bogen typischen Horizontalverschiebungen unter NE-SW Einengung betroffen. Es kam daher trotz der bereits bestehenden morphotektonischen Gliederung des Systems nicht zu einer eigenen Kinematik des inneren Forearc wie es heute der Fall ist.

Es ist allgemein anerkannt, dass eine Aufteilung der Deformation häufig in plattentektonischen Situationen mit schiefer Konvergenz auftritt. Für das Untersuchungsgebiet wurde bereits von LAVENU & CEMBRANO (1999) eine Partitionierung des Konvergenzvektors für das Quartär festgestellt. Die in der hier vorliegenden Arbeit präsentierte detaillierte Analyse, die in der gut aufgeschlossenen Abfolge im magmatischen Bogen sogar zu der Interpretation verschiedener Grade der Aufteilung kommt, ist jedoch als neu anzusehen. Die entdeckten Horizontalverschiebungen in miozänen Gesteinen im Längstal mit der Ausdehnung des für den magmatischen Bogen typischen Deformationsregime aufgrund der weitreichenden magmatischen Aktivität während des Miozäns zu korrelieren, ist gleichfalls in der Literatur noch nicht erwähnt.

Der dynamische Entwicklung des **äußeren Forearc** wird maßgeblich durch die orthogonal zum Plattenrand orientierte Bewegungskomponente beeinflusst, die dynamische Keilprozesse steuert. Die strukturellen Daten zeigen, dass Extension der vorrangige Deformationsprozess an der Oberfläche des äußeren Forearc im Quartär ist. Für die känozoische Entwicklung der Arauco-Halbinsel wurde jedoch von BOETTCHER (1999a) aufgezeigt, dass sich Extension und Horizontalverschiebungsregime ablösten und zusätzlich kompressive Interndeformationen im Inneren des Keils stattfanden. Die sich abwechselnden Spannungsregime werden der Reaktion des Forearc-Keils auf sich verändernde exogene und endogene Prozesse zugeordnet, um die kritische Form des Keils wieder herzustellen.

Im Quartär ist die Halbinsel Arauco von Extension an vorwiegend NNE-SSW, parallel zum Plattenrand orientierten Störungen betroffen. Untergeordnet tritt Extension an NW-SE streichenden Abschiebungen auf, so dass auch rezent eine Auswirkung sich NW-SE erstreckender Schwellen auf das Deformationsgeschehen nachweisbar ist. Die Hebung an diesen Schwellen weist darauf hin, dass auch Plattenrand-parallele Einengung die dynamischen Prozesse auf Arauco beeinflusst.

Die in der vorliegenden Arbeit erstmals strukturell bearbeiteten quartären Sedimente, die in einigen Bereichen die paläozoischen Gesteine der Küstenkordillere überlagern, zeigen, dass auch diese Teile der Küstenkordillere im Quartär von Extension betroffen sind, die gleichermaßen als Reaktion auf Hebung im Rahmen der Critical Taper Theorie interpretiert wird. Wegen der geringen Aufschlussdichte nur lokal zu beobachtende Extensionsprozesse in miozänen Gesteinen lassen vermuten, dass ähnliche Keilprozesse auch in der Vergangenheit eine dominierende Rolle spielten. Im Gegensatz zur Halbinsel Arauco ist die Küstenkordillere aber von radialer Extension betroffen. Daher wird in dieser Arbeit die Extension als Reaktion auf eine Hebung oberhalb subduzierter und wieder unterplatteter Sedimente interpretiert, die unter Arauco in einer NNE-SSW erstreckten Achse und unter den südlich anschließenden Bereichen der Küstenkordillere an lokalen Stellen der Oberplatte angegliedert werden.

Die tektonische Entwicklung der Halbinsel Arauco wurde detailliert von BOETTCHER (1999a, b) bearbeitet, die bereits sowohl die Keilprozesse als auch die Überlagerung durch Plattenrand-parallele Spannungen beschrieb. In der vorliegenden Arbeit konnte der Forearc-Keil auf die Küstenkordillere ausgeweitet werden und neue Interpretationen, wie z.B. der regional unterschiedliche Einfluss unterplatteter Sedimente, hinzugefügt werden. Der Ansatz der Plattenrand-parallelen Einengung konnte durch strukturelle Daten im Längstal und in der Hauptkordillere als realistisches Modell bestätigt werden.

Der **innere Forearc** zeigt etwa E-W streichende Überschiebungen und Abschiebungen in quartären Sedimenten, die als Hinweis auf in geologischen Zeiträumen gleichzeitig stattfindende N-S Kompression und N-S Extension interpretiert werden können. Die erstmalig für diese Region durchgeführte Drainagenetzanalyse zeigt zusätzlich eine Verkipfung nach Norden einzelner von präexistenten NW-SE und E-W Störungen begrenzter Blöcke. Die

beobachteten Strukturen werden in dieser Arbeit einer Behinderung der Nordbewegung des Forearcs an der Liquiñe-Ofqui Störungszone im magmatischen Bogen durch das Ende dieser Störungszone zugeordnet. Die Blockierung (Buttress-Effekt) führt durch N-S Kompression zu der Ausbildung von Keilen, die nach Erreichen des maximalen Keilwinkels an parallel zu den Überschiebungen streichenden Abschiebungen zergleiten.

Das beschriebene Modell im Längstal (innerer Forearc) ist eine neue regionale Anwendung mit der Kombination bestehender Modelle (z.B. BECK et al. 1993). Zwar wurde eine quartäre N-S Kompression im Längstal bereits von LAVENU & CEMBRANO (1999) beschrieben, jedoch sind die Extensionsdaten und die Korrelation der Buttress-Effekte mit dem Ende der LOFZ im magmatischen Bogen neu. Die Auswirkungen dieser Prozesse auf den äußeren Forearc, insbesondere die damit in Zusammenhang stehende Bildung der Halbinsel Arauco, stellen aber meines Wissens nach völlig neue Erkenntnisse dar, die bisher nur von BOETTCHER (1999a) ohne Datenbasis außerhalb Araucos vermutet wurden. Die Überlagerung Plattenrand-orthogonaler und -paralleler Prozesse ist meiner Meinung nach ein sehr wichtiger Prozess in Subduktionssystemen mit schräger Konvergenz. Ob die Bildung anderer Halbinseln an der chilenischen Küste mit ähnlichen Überlagerungsprozessen zusammenhängt oder nur durch Plattenrand-orthogonale Subduktionsprozesse gesteuert wird, muss noch untersucht werden. Die Halbinsel Mejillones in Nordchile zergleitet auch an NNE-SSW Störungen (ADAM & REUTHER 2000). In Nordchile liegt jedoch wegen der Subduktionserosion eventuell eine abweichende kinematische Situation vor und es sind somit auch andere Mechanismen der Halbinselbildung vorstellbar.

Die **Hauptkordillere** zeigt überwiegend Horizontalverschiebungen als jüngste Deformation. Die Tiefseerinnen-parallele Komponente der schiefen Subduktion wird durch dextrale horizontale Bewegungen an der ca. 1000km langen Liquiñe-Ofqui Störungszone (LOFZ) akkomodiert, an der der Forearc nach Norden geschoben wird. Im magmatischen Bogen werden die Spannungen jedoch zusätzlich in einem verzweigten System konjugierter Störungen abgebaut. Rezent zeigen die dextralen NNE-SSW Störungen der LOFZ und sinistrale E-W streichende Störungen die Hauptaktivität unter NE-SW Einengung. In einer einfachen Scherung werden innerhalb der durch die aktiven Störungen begrenzten und rotierten Blöcke jedoch auch Segmente NW-SE streichender altangelegter Störungen reaktiviert.

Im Untersuchungsgebiet bei ca. 38°S spaltet sich die LOFZ in mehrere Zweigverschiebungen auf, an denen der Versatz in einer extensiven Horsetail-Struktur abgebaut wird. Südlich der Horsetail-Struktur (38-39°S) zeigen die Störungen im Gegensatz zu angrenzenden Segmenten eine im Verlauf des Quartärs zunehmende transtensive Komponente, die zu der Anlage von Schrägabschiebungen in quartären Lockersedimenten im Verlauf der Störungen und gut ausgebildeten Dreiecksfacetten als Hinweise auf Abschiebungen an den Hauptstörungen führt. Südlich von 39°S finden dagegen reine Horizontalverschiebungen statt. In der Literatur wurde die LOFZ bisher als transpressive Störungszone beschrieben (LAVENU & CEMBRANO 1999, THOMSON 2002), was jedoch meist aus Aufschlüssen südlich des Arbeitsgebietes abgeleitet wurde. Ich gehe daher davon aus, dass die im Arbeitsgebiet beobachtete Transtension und die reinen Horizontalverschiebungen mit einer nach Norden nachlassenden transpressiven Komponente zusammenhängen, die durch den bei 46°S subduzierten Chile Rücken dort auf die Störung übertragen wird.

Das Segment nördlich der Horsetail-Struktur (37-38°S) zeigt nur wenige Anzeichen von Horizontalverschiebungen. Vorhandene Störungen entstanden unter N-S Einengung, die durch Spannungsakkumulationen nördlich der Horsetail-Struktur, also demselben Buttress-Effekt, der auch die N-S Kompression im Längstal initiiert, hervorgerufen werden. Diese Beobachtung im Magmatischen Bogen spricht dafür, dass das Ende der Liquiñe-Ofqui Störungszone bei 38°S wirklich das Haupthindernis für die weitere Nordwärtsbewegung des Forearc darstellt.

Die Enden von Intraplatten-Horizontalverschiebungen werden im Gegensatz zu den im Verlauf der Störung auftretenden Geometrien in der Literatur wenig diskutiert. Die Untersuchung des Spannungsabbaus am nördlichen Ende der Liquiñe-Ofqui Störungszone bot somit die Möglichkeit, die wenigen vorhandenen systematischen und experimentellen Beschreibungen von Horsetail-Strukturen zu ergänzen.

Die aus struktureller Sicht stattfindende Segmentation des magmatischen Bogens weist auf einen Einfluss der Strukturierung der subduzierten Nazca Platte auf die Deformationen im magmatischen Bogen hin. In seismischen Untersuchungen wurde nachgewiesen, dass an ehemaligen Transformstörungen Änderungen des Subduktionsverhaltens auftreten. Das von Transtension betroffene Segment im magmatischen Bogen könnte so z.B. mit einem durch die Subduktion von wasserhaltigen Sedimenten und daher geringerer basaler Reibung charakterisierten Segment korreliert werden. Welche dynamischen Prozesse eine Übertragung der Spannungen von der seismischen Koppelzone bis in den magmatischen Bogen oder in den Backarc bewirken, ist bisher nicht hinreichend geklärt. Ich denke aber, dass die Daten dieser Arbeit darauf hinweisen, dass sich selbst geringe Änderungen der Subduktionsparameter bis in den magmatischen Bogen auswirken können.

Die beschriebenen Ergebnisse stellen zum großen Teil neue regionale Erkenntnisse dar. Ich hoffe, durch die Anwendung bestehender Modelle auf das südzentralchilenische Subduktionssystem und die Entwicklung neuer Ideen und Modelle auch zum weiteren Verständnis von Forearc und Intra-arc Deformationsprozessen beizutragen und auch die Faktoren, die diese Vorgänge steuern, genauer definiert zu haben. Eventuell kann jedoch durch spezifische Folgeuntersuchungen eine genauere Quantifizierung der Prozesse als sie bisher erfolgt ist erreicht werden.

Die in dieser Arbeit vorgestellten kinematischen Modelle sind das Resultat tektonischer, geomorphologischer, sedimentologischer und geophysikalischer Daten. In Bereichen geringer Aufschlussdichte basieren die Modelle jedoch auf einer relativ geringen Datengrundlage - so ist z.B. die Küstenkordillere wie beschrieben nur anhand der überlagernden quartären Sedimente im Gelände untersucht worden, da keine geeigneten Datierungsmöglichkeiten für Störungen in älteren Gesteinen vorlagen. Strukturgeologische Folgeuntersuchungen könnten daher bei geeigneten Datierungsmethoden auf diese Bereiche ausgedehnt werden. Innerhalb des DFG-Projektes standen keine expliziten Mittel für Datierungen zur Verfügung. Die im Verlauf des Projektes für kontinentale Sedimente an Störungen eingeplante Thermolumineszenz-Datierung wurde von professioneller Seite wegen des starken vulkanischen Eintrags in die Sedimente als undurchführbar eingestuft (RADTKE, pers. Mitt. an REUTHER 2001). Die zeitliche Einstufung mariner Terrassen durch ESR (Elektronenspinresonanz) anhand von Fossilien, um Hebungsbeträge an der Küste bei Valdivia zu quantifizieren, hätte wegen Fossilienmangels nicht durchgeführt werden können. Zusätzlich stellte sich heraus, dass es sich nur bei einigen Terrassen um marine Abrasionsplattformen handelt und dass daneben weitere Terrassen bestehen, die fluviatilen Ursprungs oder z.T. auch durch *mass-flow* Prozesse entstanden sind. Aufgrund der schlechten Aufschlussbedingungen durch starke Verwitterung und Vegetationsbedeckung, wäre nur mit erheblichem Zeitaufwand und anderen Datierungsmethoden eine Analyse der Terrassen möglich. In Zukunft könnten aber möglicherweise unter anderen zeitlichen und finanziellen Bedingungen Datierungen von Störungen und betroffenen Horizonten z.B. an Tuffen durchgeführt, sowie eine Möglichkeit gefunden werden, die Terrassen an der südchilenischen Küste genauer zu bearbeiten.

Ohne neue Datierungsmöglichkeiten sollten strukturgeologische Untersuchungen in tertiären und quartären Gesteinen nur in Erwägung gezogen werden, wenn durch Straßenbau wesentliche neue Aufschlüsse geschaffen worden sind. Andere sinnvolle Ansätze wäre jedoch Georadar-Untersuchungen, die eventuell in erodierten Störungsbereichen die Störungen im Untergrund erfassen können. Sinnvolle Lokationen wären z.B. die durch Erosions- und Umlagerungsprozesse nur begrenzt erfassbaren Übergänge zwischen den morphotektonischen Einheiten, sowie die holozänen Flussablagerungen an der Begrenzung zu Großstörungen wie am Río Lonquimay, wo sich mit Sicherheit Parallelstörungen zur Lonquimay Störung befinden. Eine Ergänzung durch Trenching würde in selektierten Lokationen die Aufschlussituation sehr verbessern.

Die in einer empirischen Studie vorgenommenen elektromagnetischen Messungen mit dem Cereskop zur Erfassung der Richtung aktiver Krustenspannungen zeigen vielversprechende Ergebnisse, so dass weitere Cereskop Messungen besonders nach weiteren methodischen Untersuchungen mit diesem Gerät eine aussichtsreiche Folgeuntersuchung darstellen.

Zur weiteren Ergänzung der tektonischen Untersuchungen sollten detailliertere sedimentologische Untersuchungen erfolgen, die aufgrund der zeitlichen Begrenzung des DFG-Projektes nicht vollständig realisiert werden konnten. Die Ergebnisse der innerhalb des Projektes im Rahmen zweier Diplomarbeiten durchgeführten sedimentologischen Studien an drei ausgewählten Flüssen konnten zum Zeitpunkt der Beendigung der vorliegenden Arbeit zwar noch nicht in die Interpretation eingebunden werden, versprechen aber, einen Beitrag zur Evaluierung der exogenen Faktoren auf die Dynamik des Forearcs zu liefern.

Die Korrelation sedimentologischer Daten an der Küste mit tektonischen Bewegungen wurde in dieser Arbeit als Ansatz vorgestellt. Natürlich müssen genaue fazielle Untersuchungen die ersten Vermutungen und Beobachtungen ergänzen. Der Versuch die unterschiedlichen beschriebenen Sedimente auf der Arauco Halbinsel verschiedenen, sich durch tektonische Bewegungen schnell ändernden Ablagerungsräumen zuzuordnen, ist bisher noch Risikoreich, denn im Gelände konnten nur wenige dieser Übergänge direkt beobachtet werden. Die in der Literatur beschriebene unterschiedliche Ausbildung der Sedimente könnte daher z.T. auch durch eine laterale Verzahnung statt nacheinander abfolgende Fazieswechsel bedingt sein. Die bisher beschriebenen Hinweise auf den tektonischen Einfluss auf die Ablagerungsbedingungen lassen aber genauere sedimentologische Untersuchungen, z.B. mit einer Analyse der Foraminiferen in marinen Sedimenten, als wichtige Folgeuntersuchung erscheinen.

In Zukunft werden durch zur Zeit vom Sonderforschungsbereich 267 in Berlin und von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Hannover ausgewertete geophysikalische Daten und eventuelle Folge-

untersuchungen mehr Informationen als bisher über den Untergrund zur Verfügung stehen. Hochauflösende seismische Profile könnten zu einer eindeutigeren Charakterisierung der Übergänge zwischen den morphotektonischen Einheiten führen. Paläomagnetische Untersuchungen könnten die bisher noch auf geringer Datengrundlage basierenden Vermutungen wie z.B. die Rotationen der Blöcke im inneren Forearc bestätigen oder verändern.

Weitere Informationen anderer geologischer und geophysikalischer Teildisziplinen sollten daher in Zukunft zu einer Ergänzung und eventuellen Modifizierung der beschriebenen Modelle führen.

Anhang A

SEISMISCHER KATALOG HISTORISCH ÜBERLIEFERTER ZERSTÖRERISCHER ERDBEBEN IN CHILE (MAGNITUDE > 7.8)

Sekun- däre Effekte	DATUM	ZEIT	BREITE	LÄNGE	TIEFE	Ms	Mw
	Jahr Monat Tag	hh:mm	Grad Süd	Grad West	(Km)		
TD	1570 02 08	09:00	~36.750	~73.000	S	8.0	8.5
TD	1575 12 16	22:30	~39.800	~73.200	S	8.1	8.0
TD	1604 11 24	12:00	~18.500	~70.350	S	8.4	-
-	1647 05 13	22:30	~33.400	~70.600	-	8.5	8 3/4
TD	1657 03 15	19:30	~36.830	~73.030	S	8.0	8.0
TD	1730 07 08	04:30	~33.050	~71.630	S	8.7	8 3/4
TD	1751 05 25	01:30	~36.830	~73.030	S	8.5	8 1/2
TD	1819 04 11	11:00	~27.350	~70.350	S	8.3	-
TM	1822 11 19	22:15	33.050	71.630	S	8.0-8.2	8-8 1/4
TD	1835 02 20	11:40	36.830	73.030	S	8.1	8.1
TM	1837 11 07	08:05	39.800	73.200	S	8.0	8 1/2-9
TD	1868 08 13	17:00	18.500	70.350	S	8.5	8 3/4
TD	1877 05 09	22:00	19.600	70.230	S	8.3	8 3/4
TM	1906 08 16	19:58	33.000	72.000	25	8.4	8.2
TM	1918 12 04	07:52	26.000	71.000	S	7.8	-
TD	1922 11 11	23:53	28.500	70.000	25	8.4	8.5
-	1939 01 24	23:32	36.250	72.250	55	8.0	7.6
TM	1943 04 06	12:07	30.750	72.000	55	7.9	8.2
-	1946 08 02	15:18	26.500	70.500	50	7.9	-
TM	1949 12 17	02:53	54.000	71.000	S	7.8	-
TM	1949 12 17	11:06	54.000	71.000	S	7.8	-
-	1950 12 09	17:38	23.500	67.500	100	8.0	7.8
TD	1960 05 22	15:11	39.500	74.500	25	8.5	9.4
-	1966 12 28	04:18	25.510	70.740	23	7.8	7.7
-	1975 05 10	10:27	38.033	72.783	30	7.8	-
TM	1985 03 03	19:47	33.077	71.722	36	7.8	8.0
TM	1995 07 30	01:11	23.320	70.310	37	7.5	8.1

- **Ms** : Richter Magnitude bestimmt mit seismischen Oberflächenwellen.
- **Mw** : Richter Magnitude bestimmt anhand der Größe und dem Versatz an der Störung.
- **S** : Hypozentrum in geringer Tiefe (< 40Km).
- **TD** : destruktiver bzw. größerer Tsunami.
- **TM** : moderater Tsunami mit hohem Seegang.
- **Datum und Zeit** sind lokal.

In schwarz sind die Ereignisse im Arauco-Bíobío Trench-Arc-System gekennzeichnet, die überwiegend aus den Gegenden um die Städte Concepción und Valdivia überliefert wurden.

Quelle: Servicio Sismológico de Chile, im Internet unter <http://ssn.dgf.uchile.cl/terrem.html>

Anhang B

Verfahren und Darstellung der 3D-Modellberechnung, der Erstellung topographischer Profile und der Extraktion statistischer Parameter aus der Drainagenetzanalyse (nach LINDHORST, in Vorb.)

Datenbasis:

Die Datenbasis für alle topographischen Auswertungen sowie die statistischen Analysen von Flussparametern bildeten vektorisierte topographische Karten im Maßstab 1:50.000, die für das gesamte Arbeitsgebiet zur Verfügung standen. Die diese Daten enthaltende ArcView-Projektdaten-Datei beinhaltete zusätzlich die Flüsse in gleicher Auflösung und die Geologie soweit sie aus veröffentlichten Karten bekannt ist.

3D-Modellberechnung und Darstellung:

Für die Berechnung von 3D-Modellen wurden die x,y,z-Datenpunkte der gewählten Region nach Surfer 8 (Golden Software Inc.) exportiert. Mit Surfer 8 wurden alle in dieser Arbeit dargestellten 3D-Modelle hergestellt. Die Berechnung des *grids* wurde mit dem Interpolationsverfahren Kriging durchgeführt, das wegen seiner geringen Erzeugung von Artefakten und der hohen Annäherung an die Wirklichkeit ein Standardverfahren für geowissenschaftliche Anwendungen ist. Die Interpolation erfolgt durch die Bildung von gewichteten Mittelwerten aus den Eingangsdaten, wobei die Suchellipse beliebig verändert werden kann. Der Algorithmus arbeitet dabei zuverlässig auch mit sehr unregelmäßig verteilten Datendichten. Problematisch sind Bereiche ohne Daten (z.B. Plateaus oder Flussebenen), die zur Bildung von Artefakten führen können. Meistens wurden diese Bereiche durch das Einfügen weiterer Datenpunkte in den Datensatz ausgebessert.

Das erzeugte Grid mit der vorher gewählten Auflösung konnte zur Darstellung verschiedener 3D-Modelle genutzt werden. Für diese Arbeit wurde die *shaded-relief* Darstellung gewählt, die bei hoher Auflösung eine sehr detaillierte und einfach zu interpretierende Oberflächendarstellung ist. Es handelt sich um ein Rasterbild, das von einer fiktiven Lichtquelle, deren Position man bestimmen kann, beleuchtet wird. Dargestellt werden die unterschiedlichen Intensitäten des von der Oberfläche reflektierten Lichtes. Der Blickwinkel auf die Oberfläche ist zusätzlich frei wählbar (d.h. das Bild ist sowohl um eine vertikale als auch eine horizontale Achse rotierbar). Für diese Arbeit wurde als Darstellung die normale Aufsicht gewählt, für die morphotektonische Analyse war die Rotation des Bildes jedoch häufig sinnvoll.

Zweidimensionale Isolinien- oder Konturenkarten, in der die Isolinien gleiche z-Werte definieren, wurden nur für die Darstellung der SL Indizes gewählt (s.u.). Die z-Werte stellen in dem Fall nicht die Höhe, sondern den SL Index Wert (oder FL Index Wert) dar. Das Programm *Surfer* erzeugt aus einem Grid Isolinien, in dem es Schnittpunkte gleicher Wertigkeit zwischen zwei Gridknoten miteinander verbindet. Der Abstand zweier Isolinien entspricht dem relativen Gefälle der Oberfläche.

Für die SL- und FL Index Darstellung wurden die Konturen leicht geglättet und die zwischenliegenden Bereiche farbkodiert. Das gleiche Verfahren zeigen z.B. die übernommenen Gravimetrischen Abbildungen in Kap. 3 (Abb. 3-3).

Extraktion statistischer Parameter von Flüssen:

Die ausgewerteten statistischen Parameter (Längsprofil, Gefälle, SL Index und Sinuosität, s. Anhang D) wurden aus den topographischen Daten der ArcView Datei extrahiert. Dafür mussten die Flussverläufe und deren Tallängen durch Polylinien nachgezogen werden, da die ursprünglichen Flussverläufe der ArcView Datei nicht durchgängig digitalisiert wurden. Durch den Export der Schnittpunkte der Polylinien mit den Höhenlinien und der Fließlänge des Flusses bzw. der Tallänge zwischen zwei Höhenlinien nach Excel konnten die Längsprofile und Gefällekurven der Flüsse erstellt werden sowie durch weitere Berechnungen die anderen Parameter abgeleitet werden (zur Berechnung des SL Index und der Sinuosität s. Kap. 4.2).

Die Berechnung des Grids für die SL- und FL Index Werte wurde mit geringer Auflösung durchgeführt (5000m-Zellen), um die übergeordneten Tendenzen darzustellen. Zur Interpretation wurde eine Darstellung mit Konturlinien gewählt (s.o.).

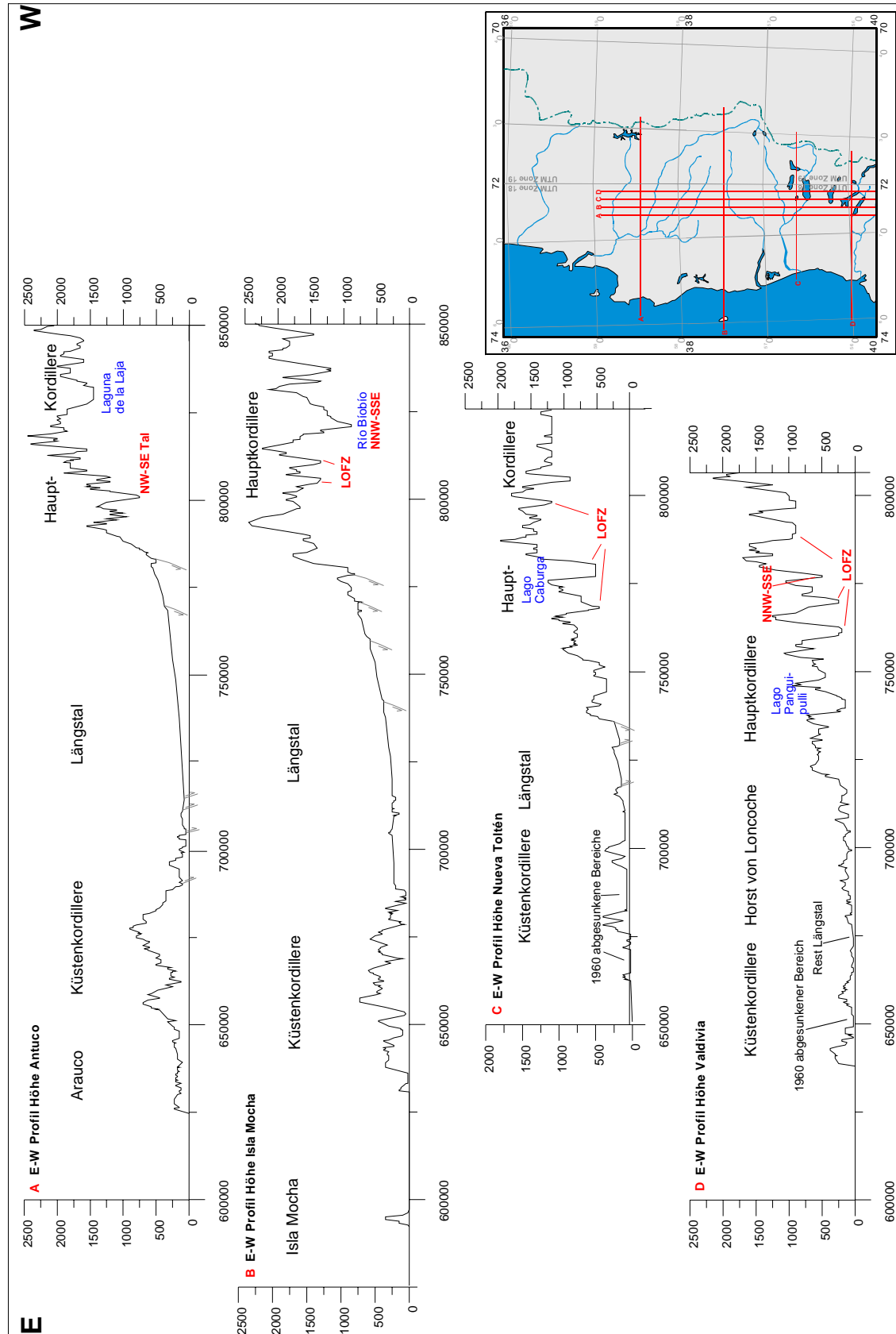
Um schnelle Veränderungen des SL Index besser erkennen zu können wurde der *Flank-Length* Index (kurz: FL Index) erzeugt, der jeden SL Index mit dem Vorangegangenen ins Verhältnis gesetzt. Der FL Index beschreibt die Größe von Zuwachs oder Abnahme der einzelnen SL Indizes eines Flusslaufes und zeigt in Konturkarten jene Bereiche besonders gut, in denen aufeinanderfolgende SL Indizes eines Flusses starke Unterschiede aufweisen.

Topographische Profile:

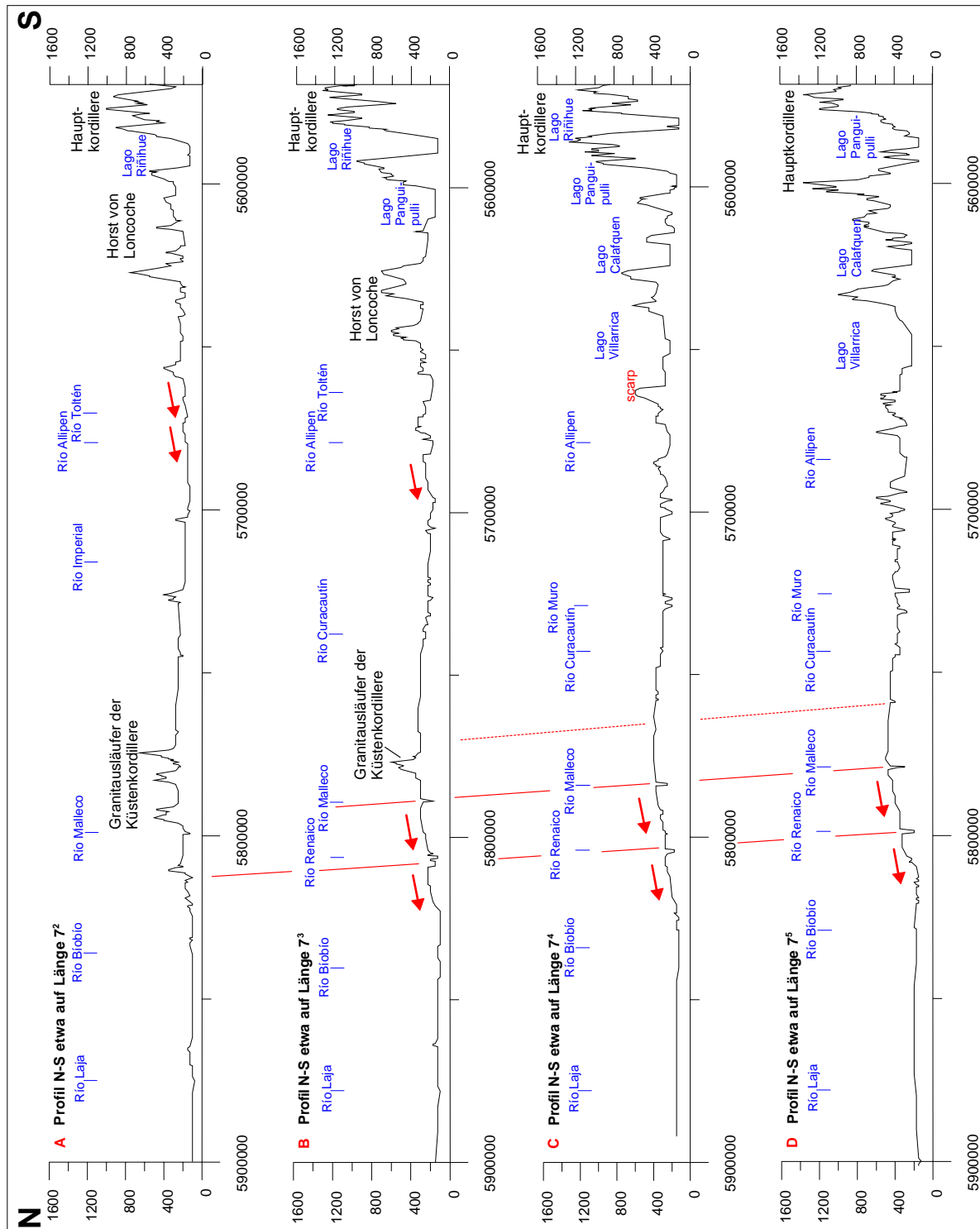
Die topographischen Profile (s. Anhang C) wurden direkt durch das Ziehen einer Profillinie in ArcView und den Export der Schnittpunkte mit den Höhenlinien erzeugt. Dafür wurde die *extension* „Easy Profiler“ benutzt (s. www.esri.com). Die Profile wurden mit dem Programm Grapher graphisch weiterbearbeitet.

Anhang C

Topographische Quer- und Längsprofile durch das Arauco-Bíobío Trench-Arc-System

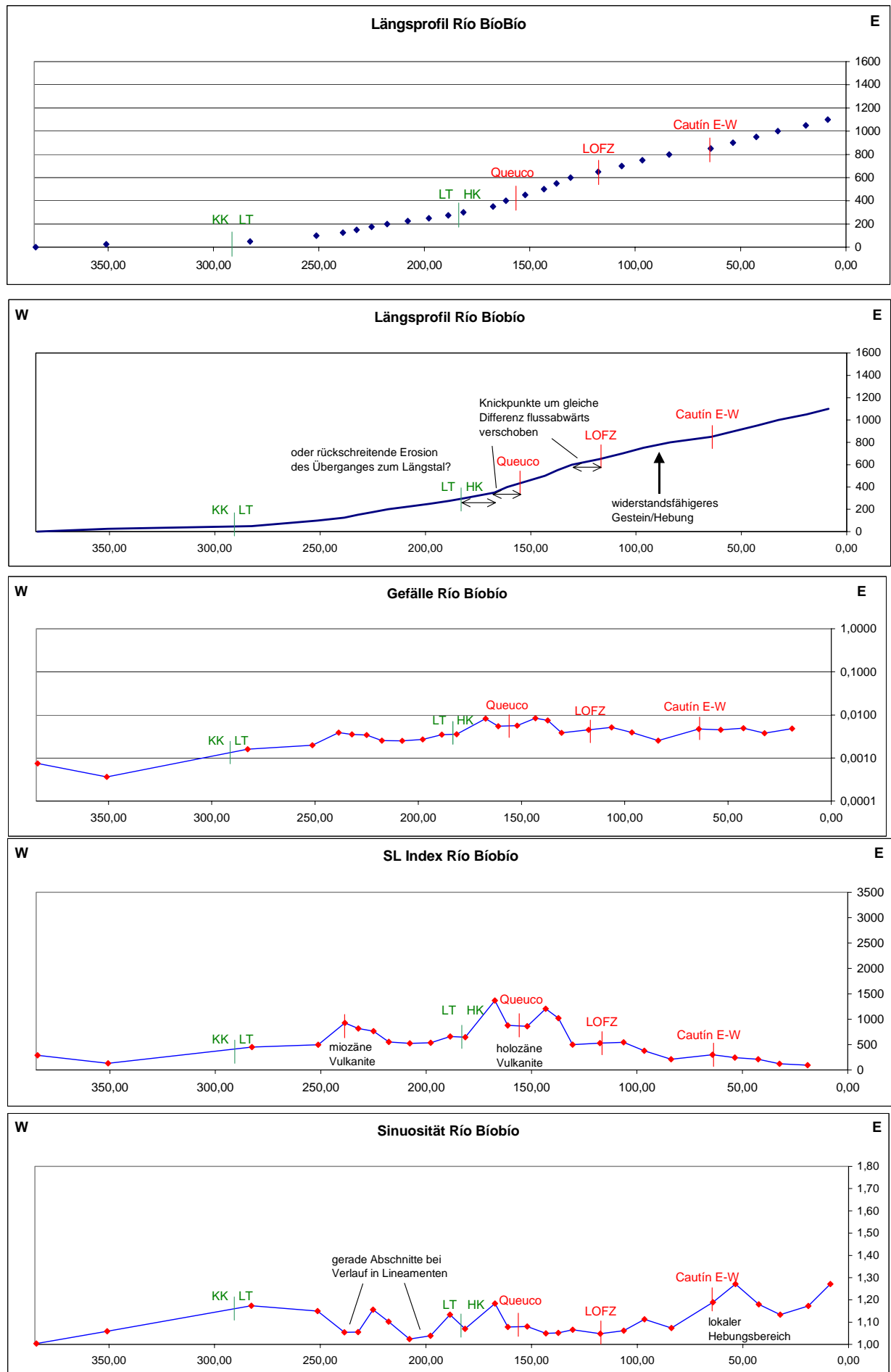


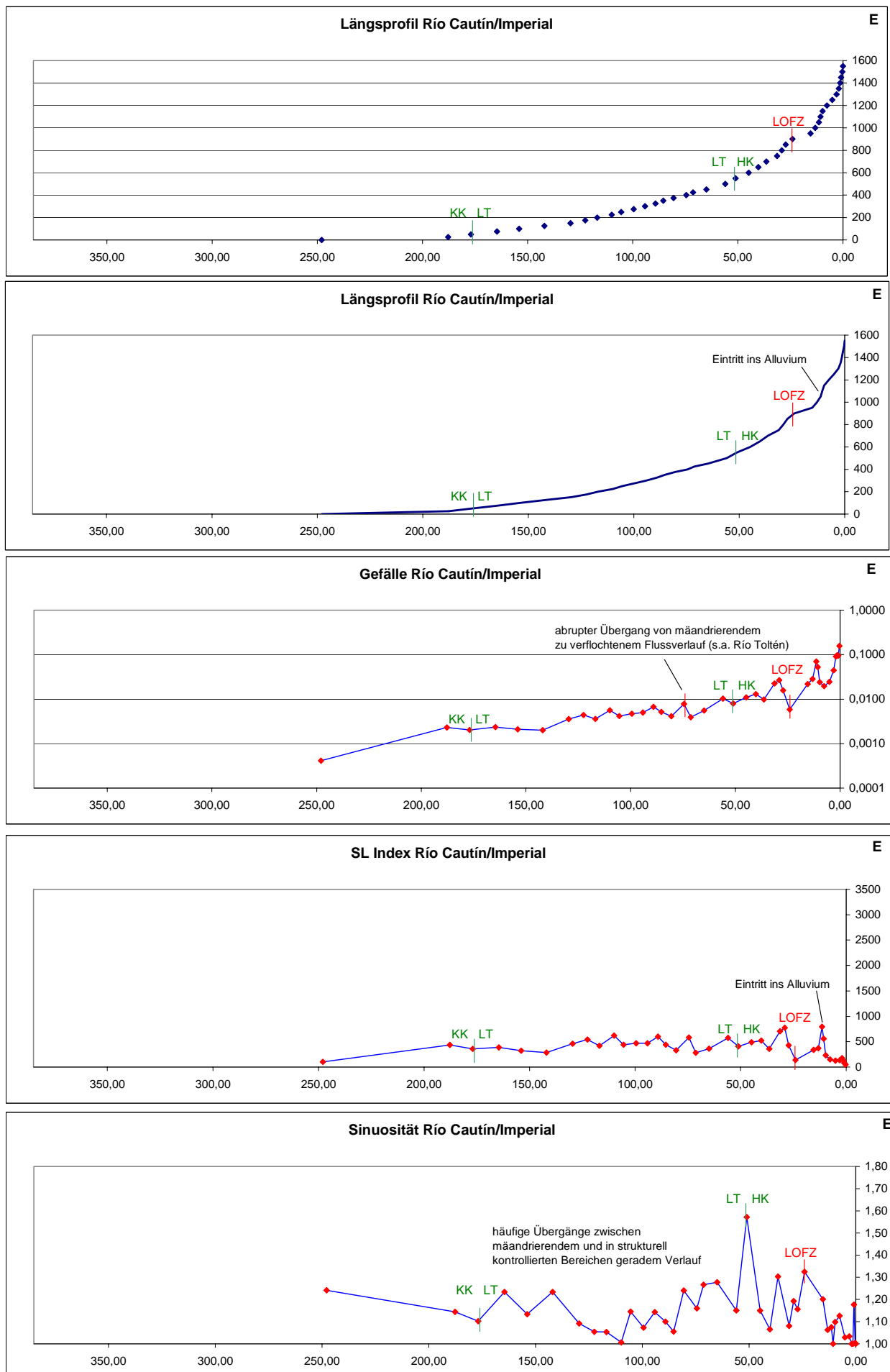
Topographische Querprofile durch das Arauco-Bíobío Trench-Arc-System (Überhöhung ca. 20-fach). Graue Pfeile und Linien markieren mögliche, aus der Topographie abzuleitende Abschiebungen. Das Längstal ist nach Westen verkippt. Auffällig ist, dass in der Hauptkordillere die Zweige der LOFZ die tiefsten Täler definieren, während in den nördlichen (oberen) Profilen NW-SE bis NNW-SSE streichende Strukturen stärker erodiert sind. Die Übersichtskarte zeigt die Lage der Querprofile (diese Seite) und der Längsprofile (nächste Seite). Koordinaten sind als Gradzahlen (schwarz) und UTM-Koordinaten (grau) angegeben.

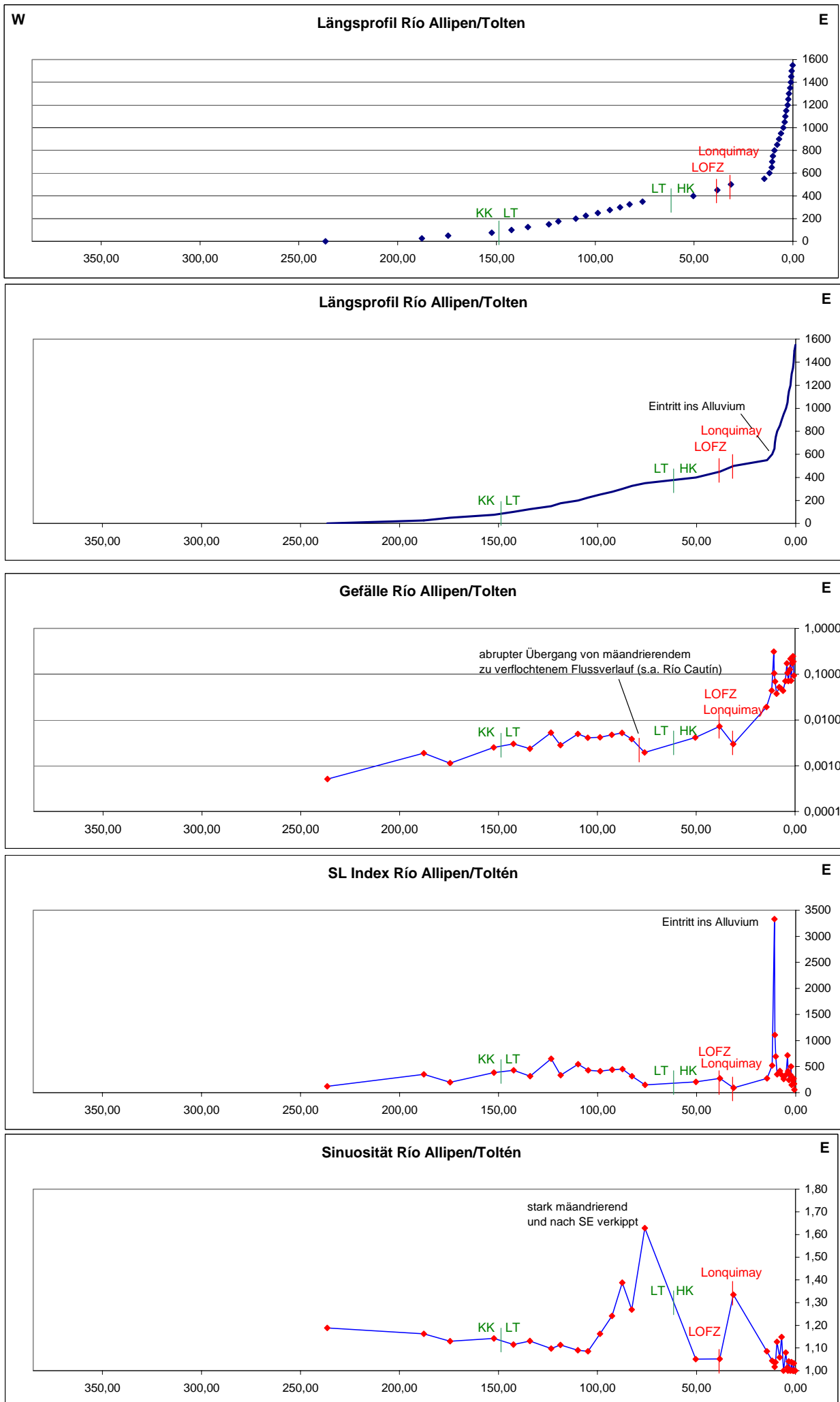


Topographische Längsprofile durch das Längstal (Überhöhung ca. 30-fach). Rote Pfeile markieren Bereiche, in denen die Topographie eine Verkipfung nach Norden andeutet. Rote Linien begrenzen den aktiven Hebungsbereich um den Río Malleco, der sich durch alle Profile zieht und sich durch ein tiefes Einschnitten der Flüsse auszeichnet.

Anhang D Statistische Parameter ausgewählter Flüsse







Anhang E

Aufschlusslokationen aller in der Arbeit erwähnter Aufschlüsse

Die Aufschlüsse sind alphabetisch sortiert und nach folgenden Abkürzungen benannt: A = Arauco, AB = Alto Bío-bío, L = Longimay, LB = Lago Budi, LL = Laguna de la Laja, LT = Längstal, M = Melipeuco, P = Pucon, SJ = Santa Juana, T = Tirúa, V = Valdivia.

Die Koordinaten sind als UTM-Koordinaten angegeben. Deswegen steht vor der Längenangabe die UTM-Zone (18H an der Küste bis ins Längstal, 19H in der Hauptkordillere).

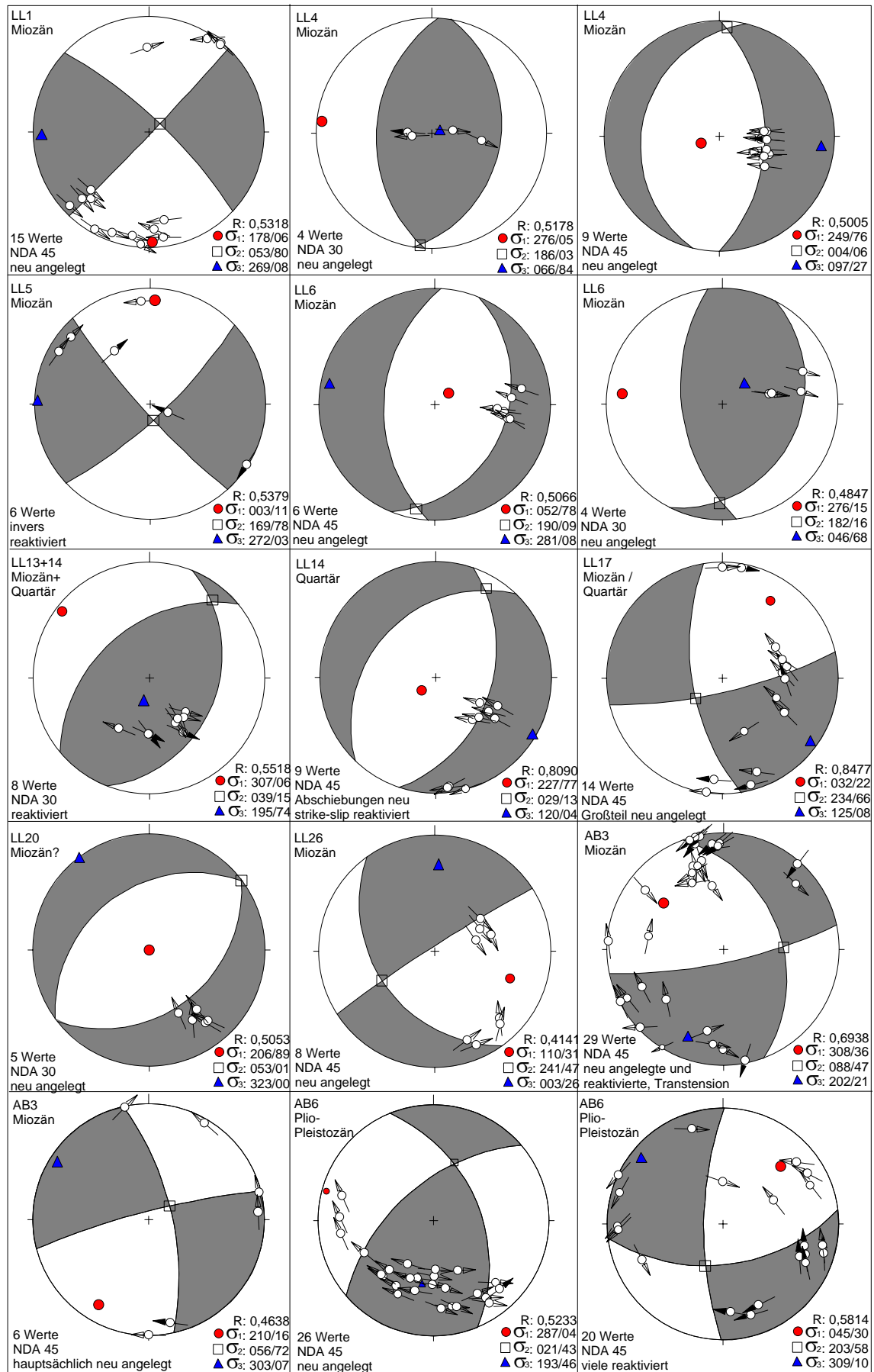
Die strukturellen Originaldaten sowie Informationen über andere, nicht vorgestellte Aufschlüsse können bei Interesse bei der Autorin angefordert werden (potent@geowiss.uni-hamburg.de).

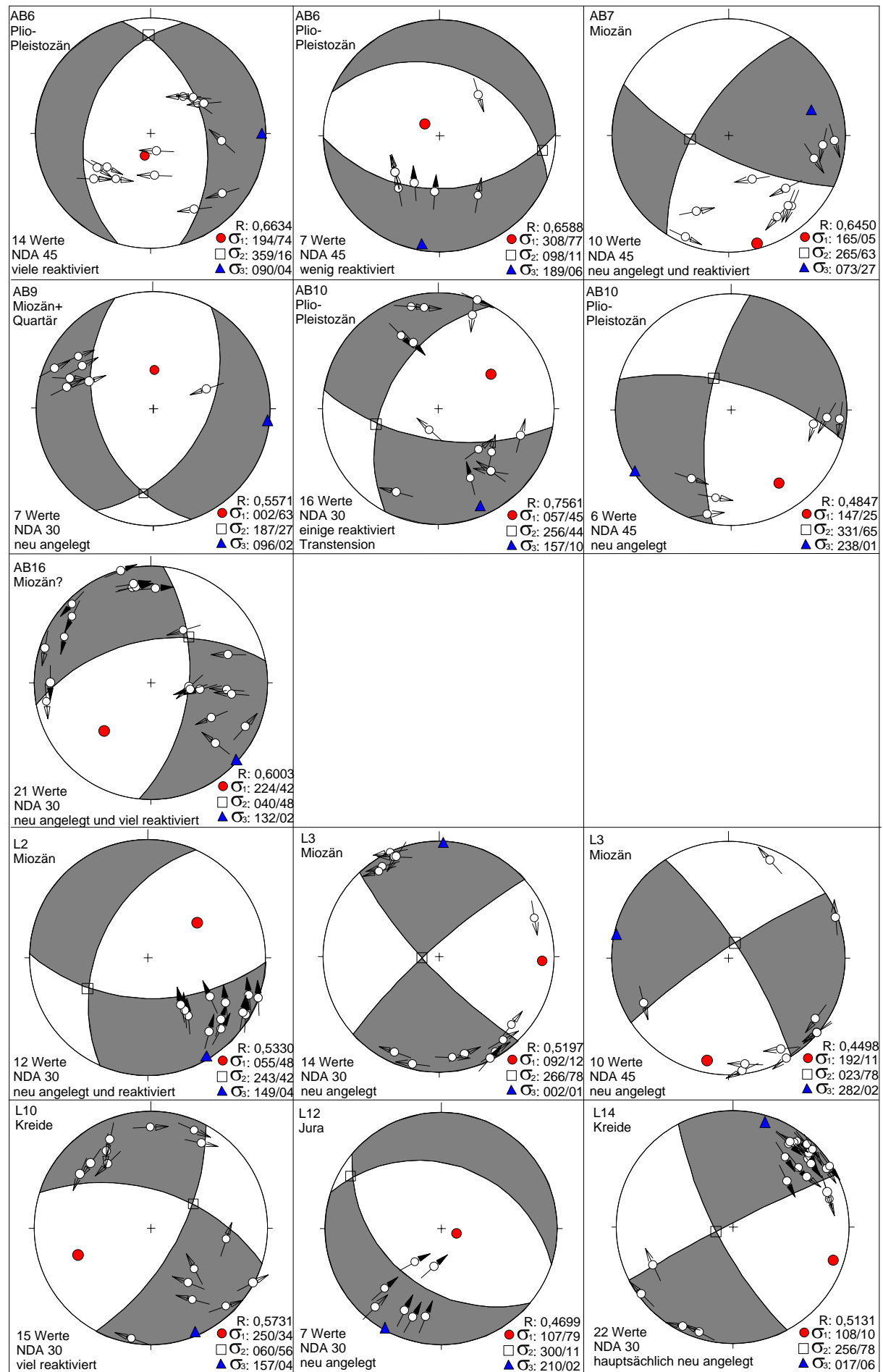
Aufschluss- bezeichnung	geographische Breite (UTM)	geographische Länge (UTM)	Alter
A1	5846615	18H624402	Miozän
A2	5841599	18H622633	Pleistozän?
A3	5824663	18H623417	Pleistozän?
A4	5842100	18H623250	Miozän?
A12	5763470	18H649577	Holozän (über Paläozoikum)
AB1	5801100	19H271571	Quartär
AB2	5782534	19H290962	Quartär
AB3	5789167	19H296406	Miozän
AB4	5787540	19H295259	Miozän
AB6	5798735	19H273867	Plio-Pleistozän
AB7	5790414	19H283185	Miozän
AB9	5784532	19H292856	Miozän
AB10	5794750	19H275750	Plio-Pleistozän
AB16	5810938	19H264678	Kreide/Tertiär?
L1	5743702	19H293463	Holozän
L2	5778177	19H291517	Miozän
L3	5730620	19H287865	Miozän
L4	5741341	19H299908	Holozän
L6	5714588	19H317752	Quartär
L10	5774323	19H297322	obere Kreide
L11	5735015	19H305900	Miozän und Quartär
L12	5740700	19H296500	Jura
L13	5714257	19H317424	oberes Miozän und Pleistozän
L14	5771978	19H298130	obere Kreide
L15	5775083	19H296660	obere Kreide
L16	5773480	19H297360	obere Kreide
L19	5766031	19H307111	Plio-Pleistozän
L23	5761384	19H300730	Miozän
L25	5743020	19H282000	Quartär
L27	5734215	19H280739	Miozän
L28	5734636	19H290016	Miozän
L29	5729332	19H287785	Miozän
L30	5729255	19H285750	Miozän
L36	5712561	19H316496	Quartär
L43	5760438	19H299956	Miozän
L44	5727262	19H322585	oberes Miozän
LB1	5689152	18H651361	Quartär
LB2	5693545	18H648978	Quartär

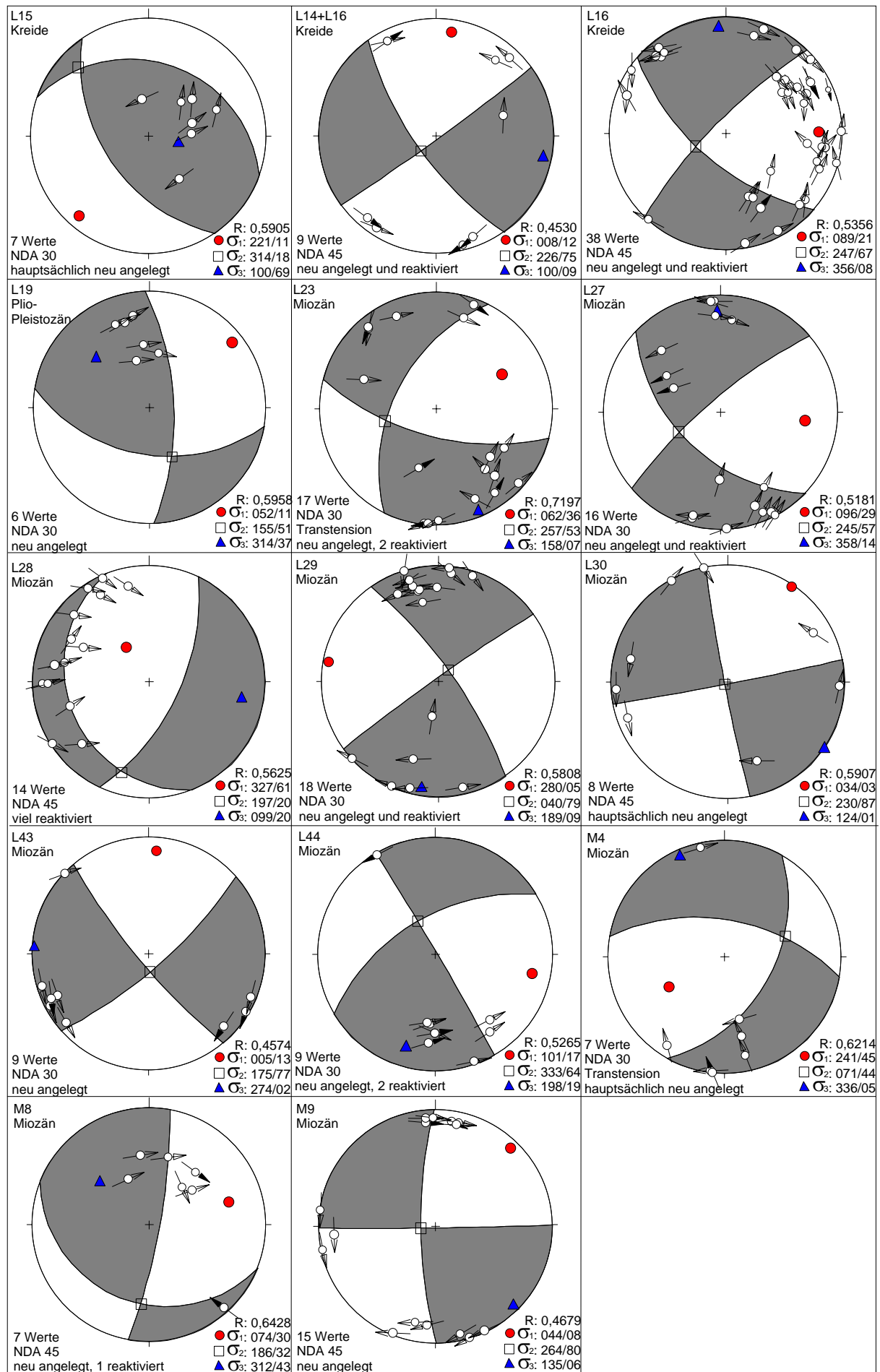
LB11	5707403	18H642757	Quartär
LB14	5704100	18H640450	Pleistozän
LL1	5850800	19H312250	Miozän?
LL4	5842750	19H299800	Miozän
LL5	5842200	19H299000	Miozän
LL6	5861100	19H289100	Miozän
LL10	5822799	19H287864	Quartär
LL13	5824106	19H294672	Miozän
LL14	5822401	19H289695	Quartär
LL17	5823754	19H282142	Miozän
LL20	5816482	19H278972	(Kreide)/Miozän
LL26	5809609	19H274162	(Kreide)/Miozän
LT10	5831750	18H740250	Miozän/Pliozän
LT11	5826250	18H742250	Holozän
LT13	5816250	18H739330	(Plio-) Pleistozän
LT14	5812200	18H734330	Quartär
LT17	5751453	18H728689	(Plio-) Pleistozän
LT19	5776287	18H722628	Miozän
LT21	5647687	18H711147	Paläozoikum
LT23	5638929	18H701972	Quartär
LT24	5600436	18H678815	Quartär
LT28	5595431	18H679883	Pleistozän
M1	5707279	19H271891	Miozän und Pleistozän
M4	5696338	19H274696	Miozän
M8	5697173	19H279993	Miozän
M9	5700270	19H290410	Miozän
P2	5626990	19H280700	Jura/Kreide
P6	5659501	19H257291	Miozän
P7	5666746	19H262117	Miozän
P8	5667254	19H262428	Miozän
P10	5652143	19H246656	Miozän
P20	5674750	19H256530	Miozän
P25	5618490	19H279758	Pleistozän
P26	5618110	19H283250	Miozän
SJ1	5870806	18H701103	Holozän
T1	5716452	18H643004	Plio-Pleistozän
T2	5716963	18H641828	Quartär
T5	5719804	18H638557	Quartär
T6	5720319	18H637814	Quartär
T7	5725197	18H635771	Quartär
T8	5725903	18H635146	Quartär
T9	5726700	18H634330	Quartär
T10	5728418	18H633257	Quartär
T11	5731000	18H632350	Quartär
T12	5733400	18H632700	Quartär
T14	5740500	18H632200	Plio-Pleistozän
T15	5741725	18H631430	Plio-Pleistozän
T16	5723100	18H632100	(Mio-) Pliozän?
V3	5587180	18H631760	Miozän

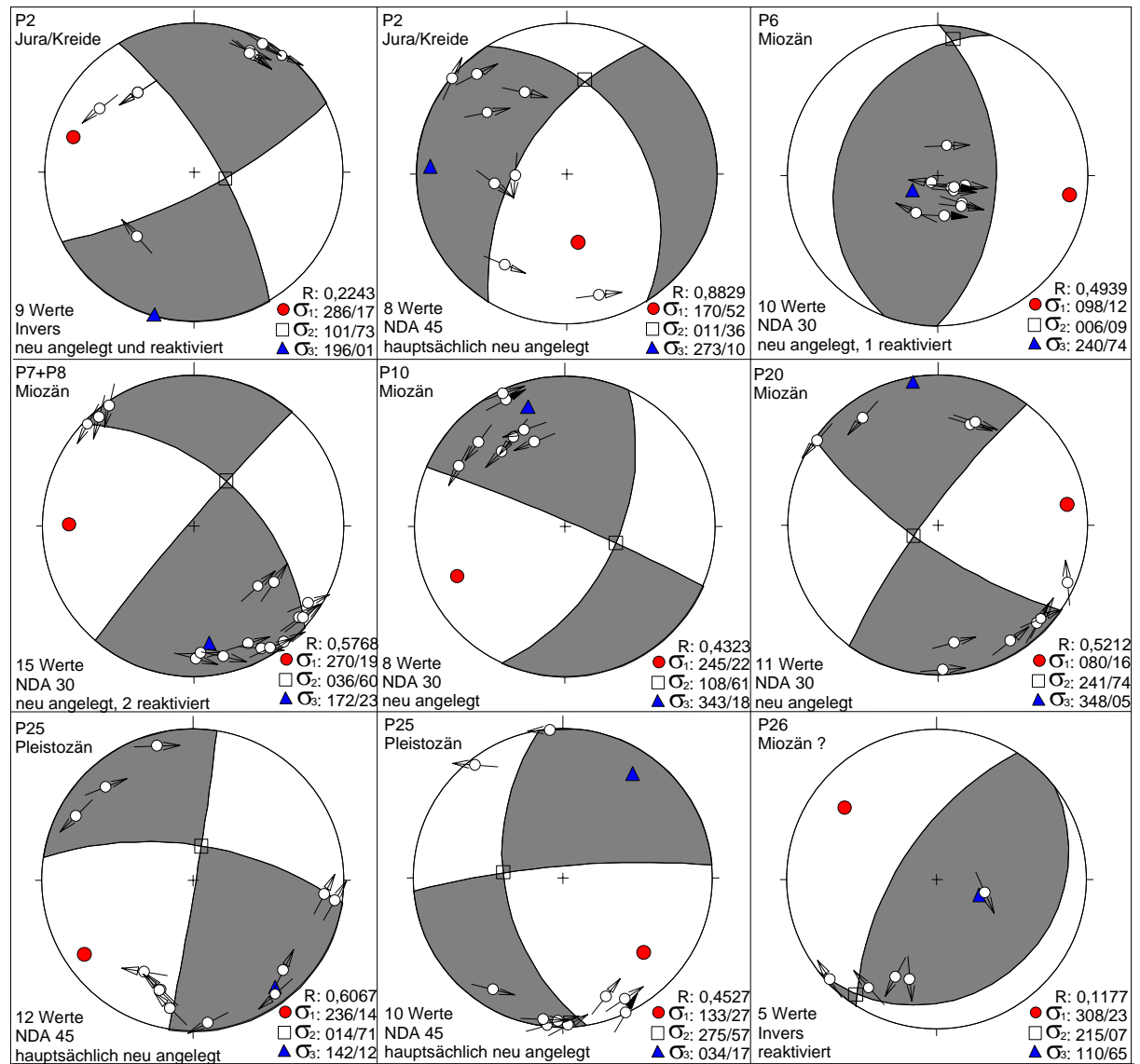
Anhang F

Datenpräsentation der Aufschlüsse in der Hauptkordillere









Abbildungsverzeichnis

Abb.1-1: a) Digitales Höhenmodell der Zentralanden und der Südanden zum Vergleich sowie der Nazca Platte (ETOPO2, erhältlich unter <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/image/2minrelief.html>).

b) Schematische Übersicht des Untersuchungsgebietes und die Strukturierung der angrenzenden Nazca Platte. Zahlen auf der Nazca Platte definieren das Ozeanbodenalter in Mio. Jahren.

Abb. 2-1: Geologische Übersichtskarte des Arauco-Bíobío Trench-Arc-Systems. Kompiliert und geändert nach: SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGIA Y MINERIA (1982): Mapa Geológico de Chile 1:1.000.000, Hoja 3+4; PINEDA 1983.

Abb. 2-2: Plattentektonischer Rahmen. Die Darstellung ehemaliger Transformstörungen ist auf die im Text erwähnten beschränkt.

Abb. 2-3: Morphotektonische Einheiten des Arauco-Bíobío Trench-Arc-Systems.

Abb. 2-4: Submarine Canyons und Fächer entlang der Chile-Tiefseerinne (THORNBURG et al. 1990). Die Achse des Trenches knickt nördlich des Arbeitsgebietes ($36^{\circ}45' - 40^{\circ}S$) aus ihrem NNE-SSW Verlauf leicht Richtung NE um.

(BB: Bíobío Canyon, LV: Lleulleu Valley, MI: Mocha Island, IC: Imperial Canyon, TC: Toltén Canyon, TV: Toltén Valley, CC: Callecalle Canyon).

Abb. 2-5: Profil maximaler Trenchtieften entlang der Peru-Chile Tiefseerinne. Schattierte Flächen zeigen die Sedimentfüllung ohne die Sedimente der ozeanischen Platte an. Verändert nach SCHWELLER et al. (1981).

Abb. 2-6: Schematisches Profil über den Schelfbereich bis zur Tiefseerinne (GONZALES 1989).

Abb. 2-7: Stratigraphische Korrelation kretazischer bis quartärer Sedimente der *offshore*-Forearc-Becken zwischen Chanco und Valdivia. Verändert von GONZALES (1989) nach CESPEDES (1976).

Abb. 2-8: Schematisches Säulenprofil der Sedimente des Arauco Beckens und deren Faziesräumen (verändert nach ARCOS & ELGUETA 1993 in BOETTCHER 1999a).

Abb. 2-9: a) 3D-Modell der Arauco Halbinsel (BOETTCHER 1999a). Rosa Pfeile weisen auf NW-SE erstreckte Schwellen hin. Die blaue Linie kennzeichnet den Profilverlauf in Abb. b)

b) Auf seismischem Profil basierende Interpretation des Untergrundes des Arauco Beckens (ARCOS & ELGUETA 1993). Wegen der großen vertikalen Ausdehnung des Profils können geringmächtige oberflächen-nahe Sedimente nicht aufgelöst werden, was zu geringen Abweichungen gegenüber der Geologie im 3D-Modell führt.

Abb. 2-10: Auftreten und Unterteilung des paläozoischen metamorphen Grundgebirges in Südzentralchile (modifiziert nach HERVÉ 1977).

Abb. 2-11: Geologische Karte des magmatischen Bogens zwischen 37° und $39^{\circ}S$. Nach CARPINELLI PAVISICH (2000) basierend auf NIEMEYER & MUÑOZ (1983) und SUAREZ & EMPARAN (1997). Wichtigste tektonische Strukturen z.T. nach eigener Kartierung.

Abb. 2-12: Die Liquiñe-Ofqui-Störungszone (LOFZ): Eingeschränkte dextrale Bewegungen führen zu Blockrotationen (CEMBRANO et al. 1996). Im Falle eines totalen *strain partitionings* würde die heutige Konvergenz zu einer dextralen Bewegung von 2,87cm/a an der LOFZ führen (berechnet mit Konvergenz nach DEMETS et al. 1994 = Pfeil). Das rezente Spannungsfeld ist am Beispiel einer Herdflächenlösung des Lonquimay-Bebens von 1989 dargestellt (BARRIENTOS & ACEVEDO 1992).

Abb. 3-1: Seismizität, Spannungsorientierungen und Bewegungen während der seismischen Ereignisse in den nördlichen Patagonischen Anden. Die ausgewählte Region umfasst zur besseren Übersicht auch Teile der angrenzenden Bereiche des Untersuchungsgebietes.

a) Seismizität von 1973 bis heute (USGS National Earthquake Information Center (NEIC)).

b) Richtung der maximalen horizontalen Hauptspannung, NF = Abschiebungen, SS = Seitenverschiebungen, TF = Überschiebungen, graue Schattierungen spiegeln die Topographie in 250m-Konturen wider (World Stress Map, MUELLER et al. 1997).

c) Herdflächenlösungen seismischer Ereignisse zwischen 1976 und heute (USGS/NEIC, Harvard CMT-Katalog). Hellgrau: 0-50km Tiefe, mittelgrau 50-100km Tiefe, dunkelgrau: 100-150km Tiefe.

d) Tiefenverteilung der Beben, II) Herdflächenlösungen des ISSA 2000 Projektes (ASCH et al. 2001).

d) Vertikale tektonische Bewegungen im Zusammenhang mit der Erdbebensequenz von 1960 (PLAFKER & SAVAGE 1970). Die Plus-Signatur zeigt den gehobenen Bereich, die Minus-Signatur den abgesunkenen Bereich an (s. Text). Gelbe Sterne repräsentieren die Lage der wichtigsten Vor- und Hauptbeben nach PLAFKER

& SAVAGE (1970), gelbe Quadrate nach CIFUENTES (1989). Neuere Untersuchungen zeigen, dass die Lokationen von CIFUENTES eher unwahrscheinlich sind, weil diese sich in der Oberplatte anstatt in der Koppelzone befinden (LÜTH et al. 2003).

Abb. 3-2: Nach KHAZARADZE et al. (2002): GPS-Geschwindigkeiten mit σ_1 -Fehlerellipse relativ zum stabilen Südamerika, definiert durch die IGS-Stationen im Inset. Schwarze Pfeile zeigen die gemessenen Geschwindigkeiten zwischen 1994 und 1996 (KLOTZ et al. 2001). Weiße Pfeile zeigen modellierte Bewegungen (Finite Elemente Modellierung) von KHAZARADZE et al. (2002). Die dicke gestrichelte Linie umrahmt die Region coseismischer Hebung und Absenkung während des 1960er Bebens (PLAFKER 1972). Das Epizentrum (nach CIFUENTES 1989) ist als Stern dargestellt mit der dazu konstruierten wahrscheinlichen Herdflächenlösung. Die dünnen gestrichelten Linien zeigen die Tiefe der subduzierten Platte an. Konvergenzpfeil nach ANGERMANN et al. (1999).

Abb. 3-3: Schwereanomalien: a) Bouguer-Anomalie (*offshore*-Freiluft), b) Isostatisches Restfeld. Aus HACKNEY et al. (in Vorb.), Datenbasis und Referenzen s. dort.

Abb. 4-1: Schematisches Diagramm zur Berechnung des SL Index (KELLER & PINTER 1996).

Abb. 4-2: Beziehung zwischen Kanalgefälle und Sinuosität für eine bestimmte Abflussmenge bei alluvialen Flusssystemen (Schumm et al. 2000).

Abb. 4-3: Definition und Berechnung der Sinuosität eines Flusskanals (KELLER & PINTER 1996).

Abb. 5-1: 3D-Modell des Untersuchungsgebietes.

- a) *shaded-relief* Darstellung (Koordinaten UTM Zone 18), blau eingefärbt sind Bereiche ohne Daten: östlich des 3D-Modells Argentinien, westlich der Pazifik, innerhalb des 3D-Modells größere Seen (LINDHORST, in Vorb.).
- b) Lineamentanalyse (durchgezogene Linien stehen für sehr markante Lineamente, gestrichelte Linien für weniger markante).
- c) Topographisches Querprofil auf Höhe 5850000 (37°30' S) mit morphotektonischen Einheiten und struktureller Interpretation der Übergänge zum Längstal.

Abb. 5-2: Flusssystem des Untersuchungsgebietes mit den Einzugsgebieten der wichtigsten Flüsse (LINDHORST, in Vorb.). Sedimentologische Untersuchungen und eine Analyse statistischer Parameter wurden an den Flüssen Bío Bío, Cautín/Imperial und Allipen/Toltén durchgeführt (s. Text und Anhang D).

Abb. 5-3: Orientierung der mit dem Cereskop gemessenen maximalen aktiven Hauptspannungsrichtungen im Arauco-Bío Bío Trench-Arc-System (verändert nach REUTHER et al. 2003). Der große Pfeil repräsentiert die heutige Konvergenz zwischen der Nazca- und der Südamerika Platte (NUVEL 1-Modell, DE METS et al. 1994).

Abb. 5-4: Satellitenbild (Landsat TM 7-4-2 RGB) der Arauco Halbinsel und angrenzender Bereiche. Weiße Linien zeigen Beispiele der im Satellitenbild zu sehenden Lineationen. Im Text benutzte Störungsnamen (fett) und Lokationsnamen (normale Schrift) sind angegeben.

Abb. 5-5: Anhand kleintektonischer Strukturen identifizierte Spannungsfelder auf der Halbinsel Arauco, verändert nach Boettcher (1999b). Darstellung als Pseudoherdflächenlösung mit den drei Hauptspannungsrichtungen des Spannungszustandes, graue Farben zeigen extensive Quadranten, weiße Farben kompressive Quadranten an. Zusätzlich sind die diesen Spannungsfeldern zugrundeliegenden Störungen schematisch dargestellt.

Abb. 5-6: Aufschluss A1 in der miozänen Ranquil Formation an der Westküste Araucos mit sedimentären Gängen und Abschiebungen (Hammer als Maßstab). Das Schmidt'sche Netz (oben) zeigt die Polpunkte der gemessenen NW-SE bis E-W streichenden und nach NE bis N einfallenden Abschiebungen.

Abb. 5-7: Abschiebungen in quartären Sedimenten auf der Arauco Halbinsel (kompiliert aus A2, A3, A4, A12).

Abb. 5-8: 3D-Modell der Arauco Halbinsel mit Cereskopdaten. Alle Cereskopmessungen zeigen, dass auf Arauco die maximale Spannung vertikal gerichtet ist (σ_v – Kreis in der Mitte rot). Die maximale Horizontalspannung (σ_H – schwarz) orientiert sich an Tälern, die aktive Abschiebungen nachzeichnen. Zum Teil gleichen sich die Horizontalspannungen in der Magnitude und es kann daher keine Vorzugsrichtung in der horizontalen Ebene bestimmt werden.

Abb. 5-9: Fault-striae Analyse in der Region zwischen Tirúa und dem Lago Budi.

- a) Datenpräsentation einzelner Aufschlüsse mit den überwiegend vorkommenden Abschiebungen.
- b) Kompilation aller in der Region gemessenen Überschiebungen.

c) Die Kompilation aller gemessener Abschiebungsdaten ergibt radiale Extension als quartäres Hauptdeformationsmuster der Region.

Abb. 5-10: Beispiele für Abschiebungen in pleistozänen und holozänen Lagen in der Region zwischen Tirúa und dem Lago Budi.

a) Rezenter Halbgraben mit nach S einfallender listrischer Hauptabschiebung (LB11). Die die Grabenbildung verursachende Extension muss sehr jung sein, weil der rezente Boden von den Abschiebungen mitbetroffen ist. (Maßstab: untere Bildkante ca. 5m).

b) Nach SE einfallende, gestaffelt angeordnete Abschiebungen mit rotierten Kippschollen (T10). (Maßstab: Hammer in der Bildmitte, untere Bildkante ca. 5m).

c) Graben mit nach W einfallender listrischer Hauptabschiebung und Versatz junger Bodenhorizonte (T6). Es treten diverse synthetische und antithetische Zweigabschiebungen sowie Staffelbrüche auf.

d) Schräg in die Wand verlaufende, nach NE einfallende Störung mit schrägabschiebendem Versatz (LB4). (Maßstab: Hammer, abschiebender Versatz 60cm).

Abb. 5-11: Orthorektifiziertes Luftbild der Region um Puerto Saavedra. Zu sehen sind in der Bildmitte der Río Imperial und der Nordteil des Lago Budi am unteren Bildrand. Strukturell auffällig ist der sich südlich des Río Imperials in NE-SW Richtung erstreckende Steilhang (weisser Pfeil) sowie die geraden Abschnitte des Río Imperials (Maßstab: untere Bildkante ca. 22km).

Abb. 5-12: Beispiele für Abschiebungen verschiedener Größenordnungen in miozänen Sedimenten bei Corral/Valdivia (V3, Person als Maßstab in beiden Fotos). Die Abschiebungen zeigen zum Teil Rotationen im Hangendblock und flache Abscherhorizonte in welche die steileren Abschiebungen einmünden (Bsp. a). Abb. c) zeigt die gemessenen Fault-striae Daten (links) und weitere Abschiebungsflächen als Polpunktdarstellung (rechts).

Abb. 5-13: Gehobene und verkippte Terrassen bei Valdivia.

Abb. 5-14: Neue Brücke über einen Fluss südlich von Valdivia. Die Linie abgestorbener Bäume rechts von der Brücke (weisser Pfeil) markiert den Verlauf einer vor 1960 noch existierenden Straße.

Abb. 5-15: Als Seismite interpretierte Mini-Versätze in holozänen Flusssanden des Río Bío-Bío (Durchmesser der Münze ca. 2,5cm).

Abb. 5-16: Orthorektifizierte Luftbilder des Río Bío-Bío im Bereich der Küstenkordillere (Maßstab: untere Bildkante jeweils ca. 22km).

a) Übergang von einem eher mäandrierenden Flusslauf zu einem verflochtenen Verlauf an einem Lineament bei St. Juana in der Küstenkordillere in der linken oberen Ecke des Bildes (weisser Pfeil an Lineament).

b) Gerader N-S Verlauf des Río Bío-Bío im Übergang zum Längstal. Der Bío-Bío biegt in der Mitte des Bildes nach Osten ab, weiter südlich im Übergang zwischen Küstenkordillere und Längstal fließende Flüsse zeigen aber ebenfalls auffällig gerade Abschnitte, die mit einer tektonischen Aktivität der Grenze in Zusammenhang stehen könnten (Diskussion s. Text).

Abb. 5-17: Zusammenhang zwischen Geometrie und internen Spannungszuständen in einem Forearc-Krustenkeil mit den wichtigsten rheologischen Parametern (REUTHER & ADAM 1998, modifiziert nach DAHLEN et al. 1984).

Abb. 5-18: Schematisches Keilprofil durch den äußeren Forearc auf Höhe der Halbinsel Arauco.

Abb. 5-19: Sandkastenexperiment mit Bezug zum akkretiven südchilenischen Plattenrand. Es treten frontale (Akkretionskeil) und basale Akkretion (Unterplattung, *antiformal stack*) auf. Es bilden sich verschiedene kinematische Bereiche aus (LOHRMANN et al. 2000).

Abb. 5-20: Interpretation des Drainagenetzes im Längstal. Das Längstal ist in den krustalen Blöcken mit NW-gerichteter Fließrichtung (Pfeile) nach Norden verkippt. Koordinaten sind in Grad (Süd und West, in schwarz) und UTM-Koordinaten angegeben (grau, um 4 Nullen abgekürzt. 560 entspricht somit 5600000m.N.). Bei 72°W liegt der Übergang zwischen UTM Zone 18 und 19 und entspricht 75 (Zone 18) und 25 (Zone 19).

Abb. 5-21: Topographisches Nord-Süd-Profil durch das Längstal (entlang Länge 7300000 ~ 72°15'W). Rote Pfeile markieren die als nach Norden verkippt interpretierten Blöcke.

Abb. 5-22: Fault-striae Analyse im Längstal mit schematisch eingetragenen zugehörigen Strukturen.

Abb. 5-23: Aufschlussbeispiel (LT28) für ENE-WSW streichende Abschiebungen im Längstal. Die Abschiebungen betreffen quartäre Tuffe und Sande aber nicht den rezenten Boden. Versatzbeträge liegen zwischen 80cm und 1,50m (ausserhalb des Bildausschnittes bis 2,50m, Bildausschnitt 20m breit)..

Abb. 5-24: Aufschlussbeispiel (LT24) für ENE-WSW streichende Überschiebungen im Längstal. Die Rampe befindet sich an dem rechten Rand des Bildes und fällt mit 30° nach SSE ein. Der Versatz beträgt ca. 1,50m (weiterer Maßstab: Hammerkopf unten Mitte).

Abb. 5-25: Überwindung eines Hindernisses (*buttress*) in Plattenrand-parallelen Horizontalverschiebungssystemen (BECK et al. 1993).

a) Frontale Krustenverdickung eines Forearc-Krustensegmentes (*sliver*), dessen Bewegung parallel zum Plattenrand durch ein an seiner Front liegendes Hindernis eingeschränkt wird. Profil des sich bildenden Keiles und der ihn bestimmenden Parameter: F_i : Bewegung des Segmentes vorantreibende Kraft, F_r : Widerstandskraft, τ : Scherspannung an der Basis des Slivers, l : Länge des Slivers, p : Dichte, g : Erdbeschleunigung, a : Höhe des Keils, f : effektiver Reibungskoeffizient, α : kritischer Keilwinkel.

b) Überwindung des Hindernisses durch eine Aufweitung und das Aufbrechen des Slivers an konjugierten Brüchen. Die halbmondförmigen Blöcke bewegen sich durch Rotation und Überlappung, so dass Kompressionsbereiche (+) und Extensionsbereiche (-) entstehen.

Abb. 5-26: Schematische Darstellung des Aufbaus eines Plattenrand-parallelen Keils im Arbeitsgebiet durch Überschiebungen und das anschließende Zergleiten an parallel zu den Überschiebungen und Falten orientierten Abschiebungen. Bei beiden Prozessen können an den Störungen Blöcke entstehen die verkippt werden.

Abb. 5-27: a) Unterteilung des Längstales in durch Abschiebungen begrenzte Blöcke, die bei der Extension verkippt wurden. Als eventueller zweiter Prozess könnten die Blöcke bei weiterer N-S Einengung gegen den Uhrzeigersinn rotieren. Die Blockgrenzen würden als dextrale Seitenverschiebungen reaktiviert werden. b) Schematische Darstellung der bei Blockrotationen auftretenden Hebungs- und Senkungsbereiche an den Ecken der Blöcke. Von Osten kommende Lineationen würden gegen den UZS abknicken. c) Hinweise auf Blockrotationen im Untersuchungsgebiet: 1) Der Río Bío Bío knickt bei Eintritt in das Längstal gegen den UZS ab. Im Norden anschließende Flüsse zeigen dieses Phänomen ebenfalls. 2) Der morphologische Übergang zwischen Hauptkordillere und Längstal (schematisch mit einer Abschiebungssignatur dargestellt) erscheint dextral versetzt. 3) Die unregelmäßige Topographie an der Küste könnte zusätzlich zu anderen in dieser Arbeit beschriebenen Faktoren durch Einengungs- und Extensionsprozesse beeinflusst sein, die durch Platzprobleme bei Blockrotationen auftreten können (s. b). Diese Hinweise stellen jedoch keine eindeutigen Beweise dar (Diskussion s. Text).

Abb. 5-28: Satellitenbild (Landsat TM 7-4-2 RGB) des Untersuchungsgebietes in der Hauptkordillere zwischen $37-39^\circ\text{S}$ mit Lineationsanalyse (b) sowie schematischer struktureller Interpretation (c) (SZ=Störungszone).

Abb. 5-29: Fault-striae Analyse im Raum Laguna de la Laja/Alto Bío Bío.

Abb. 5-30: Störungswachstumsfalte (*fault-propagation fold*) südöstlich Laguna de la Laja. Links im Bild der aktive Vulkan Antuco (Blickrichtung nach NNW).

Abb. 5-31: Fault-striae Analyse im Raum Lonquimay/Melipeuco. Legende s. Abb. 5-29.

Abb. 5-32: In der Verlängerung der Lonquimay Störungszone sind in holozänen Aschelagen Abschiebungen zu beobachten (Beispiel L1, Maßstab: Hammer in der Mitte des Bildes direkt an der Abschiebung).

Abb. 5-33: Beispiel (L23) für die bei Transtension typische Gürtelverteilung der P- und B-Achsen (rechts).

Abb. 5-34: Fault-striae Analyse im Raum Pucon. Legende s. Abb. 5-29.

Abb. 5-35: Der Hauptzweig der dextralen Liquiñe-Ofqui Störungszone verläuft durch den aktiven Vulkan Villarrica und das U-Tal im Vordergrund. Die Schwächezone an der langlebigen Störung wurde von den Gletschern während des Pleistozäns erodiert und wird im Holozän als Wegsamkeit für Lavaströme genutzt (Blickrichtung nach SSE).

Abb. 5-36: Schematisches Profil durch die Horsetail-Struktur.

Abb. Ex 3-1: Enden von Horizontalverschiebungen als Schuppenfächer und als sogenannte Horsetail-Strukturen (TWISS & MOORES 1992). A und B stellen eine extensive Horsetail-Struktur dar, wie sie auch im Untersuchungsgebiet auftritt. Bei anderer Orientierung der Zweigstörungen kann auch ein kompressiver Horsetail entstehen (C und D). Abb. E zeigt eine leicht von der normalen Schuppenfächerform abweichende Anordnung eines Horsetails.

Abb. 5-37: Orthorektifiziertes Luftbild der Region um den Vulkan Lonquimay (der südliche der beiden schneebedeckten Gipfel) und den Vulkan Tolguaca (nordwestlich). Die Seitenkrater des Vulkans Lonquimay befinden sich auf einer NE-SW Achse, die sich besonders deutlich nordöstlich des Vulkans abzeichnet

(weisser Pfeil). In der rechten oberen Ecke des Bildes zeichnen NNE-SSW streichende Lineationen den Verlauf der LOFZ nach (untere Bildkante ca. 20km).

Abb. 5-38: Der Vulkan Lonquimay mit dem Weihnachten 1988 neu gebildeten Seitenkrater (Vulkan Navidad) im Vordergrund (Blickrichtung nach W).

Abb. 5-39: Beispiele für Liquefaktion und andere seismisch induzierte Strukturen:

a) *convolute beddings* (L6, Zollstock 50cm lang). b) Brekzienbildung (L36, Zollstock 50cm lang). c) Abschiebung mit zerbrochenem Klast an der Störungzone (Inset) (LL1, Hammer als Maßstab). d) Störungen, Spaltenbildung und Injektionsstrukturen. (Hammer als Maßstab).

Abb. 5-40: Orthorektifiziertes Luftbild eines Teilbereiches des oberen Biobío. An einem NNE-SSW verlaufenden Höhenzug im westlichen Teil des Bildes verändert der Río Biobío lokal seinen Verlauf und bildet eine größere Flussschleife (weisser Pfeil). Der Höhenzug unterbricht im oberen Teil des Bildes das prägnante E-W streichende Curacautín Lineament (untere Bildkante ca. 20km).

Abb. 5-41: Die für die SL Indexanalyse ausgewerteten Flüsse im Großraum Lonquimay (UTM-Koordinaten des Ausschnittes s. Abb. 5-42 und 5-43) mit den Bereichen erhöhter SL Indizes (dünne rote Linie SL = 500-1000, dicke rote Linie SL > 1000). Schwarze Linien zeigen den ca. E-W streichenden linearen Trend stark erhöhter Indizes, der besonders auffällt, weil jeweils mehrere Flüsse in unterschiedlicher Stratigraphie quer zu ihrem Verlauf diese Anomalie aufweisen. Zusätzlich können auch NNE-SSW und NW-SE Trends festgestellt werden (grüne Linien). Einige Bereiche hoher Indizes wie z.B. in der SE Ecke des Bildes bei Liucura sind jedoch eher auf eine mit dem unterlagernden Gestein zusammenhängende topographische Änderung zurückzuführen (weitere Diskussion s. Text). Gestrichelte Linien zeigen Trends, die sich weniger deutlich abzeichnen, weil sie nicht in jedem der gequerten Flüsse zu der gleichen SL Abweichung führen.

Abb. 5-42: Statistisches Verteilungsmuster der SL Index Werte im Raum Lonquimay (Erläuterung s. Text). UTM-Koordinaten, Flüsse (wichtigste im Text erwähnte Flussnamen in Abb. 5-41) und Vulkane (rote Dreiecke) sind zur Orientierung eingezeichnet.

Abb. 5-43: Statistische Verteilung der FL Indizes im Raum Lonquimay (Erläuterung s. Text). UTM-Koordinaten, Flüsse (wichtigste im Text erwähnte Flussnamen in Abb. 5-41) und Vulkane (rote Dreiecke) sind zur Orientierung eingezeichnet.

Abb. 5-44: 3D-Modell des Untersuchungsgebietes im magmatischen Bogen zwischen 37° und 39°30' S mit den wichtigsten Lineationen.

Abb. 5-45: a) Falten in den miozänen Sedimenten des Cura-Mallín Beckens (Blickrichtung nach SE). b) Geometrische Verteilung der der Kompressionsphase des oberen Miozäns zugerechneten Werte. Die Daten werden mit der Erstreckung der sich aus der Analyse ergebenden größten horizontalen Einengungsrichtung (σ_H) dargestellt.

Abb. 5-46: a) Abschiebungen in miozänen Beckensedimenten (L23, Hammer als Maßstab). b) Geometrische Verteilung der der Extensionsphase des unteren Pliozäns zugerechneten Werte. Die Daten werden mit der Erstreckung der sich aus der Analyse ergebenden kleinsten horizontalen Einengungsrichtung (σ_h = Extensionsrichtung) dargestellt.

Abb. 5-47: a) Geometrische Verteilung der der Horizontalverschiebungsphase ab dem oberen Pliozän zugerechneten Werte. Die Daten werden mit der Erstreckung der sich aus der Analyse ergebenden größten horizontalen Einengungsrichtung (σ_H) dargestellt. Die Streuung der Orientierungen ergibt sich aus einer sich zeitlich verändernden Aufteilung des Konvergenzvektors und verschiedenen lokalen Deformationsprozessen, die zur Abweichung der Einengungsrichtungen führen (s. Text). b) Im Gelände treten aufgrund der transtensiven Komponente Abschiebungen in holozänen Sedimenten im Verlauf der Horizontalverschiebungen auf (L4, Hammer als Maßstab, Breite des Bildausschnittes 6,50m).

Abb. 5-48: Schematische Darstellung einer Blockrotation im Uhrzeigersinn. Die Blöcke werden von dextralen NNE-SSW (~LOFZ) und sinistralen ENE-WSW streichende Störungen begrenzt. NW-SE orientierte Störungen werden mitrotiert und passiv versetzt.

Abb. Ex 4-1: Blockrotationsmodell mit entstehenden Raumproblemen (aus CHRISTIE BLICK & BIDDLE 1985).

Abb. Ex 4-2: Deformationsstadien während fortschreitender einfacher Scherung (A-D) und Rotation von Materiallinien innerhalb der Deformation (aus TWISS & MOORES 1992).

Abb. Ex 5-1: Ergebnisse eines numerischen 2D-Modells (*distinct element*) über Spannungsveränderungen an präexistenten Diskontinuitäten (HOMBERG ET AL. 1997). Kompressive Spannungen werden durch kontinuierliche Linien, extensive Spannungen durch gestrichelte Linien dargestellt. a) und b) stellen Beispiele für

verschiedene Versuchsanordnungen mit unterschiedlichen Eingangsparametern für den Winkel θ zwischen σ_1 und der Störung, für die Differentialspannung und den Reibungskoeffizienten dar. Abbildung a) entspricht dem in der Natur eher vorkommenden Beispiel.

Abb. Ex 5-2: Mathematisches Modell von Brücken zwischen en echelon Horizontalverschiebungen, linke Seite Reorientierung der σ_1 -Spannungstrajektorien, rechte Seite Veränderungen der Magnitude von σ_1 bezogen auf einen umgebenden Wert von 1×10^{-1} MPa (aus GAMOND 1987, nach XIAHOAN 1983)
a) kompressive Brücke, b) extensive Brücke.

Abb. 5-49: Buttress-Effekte (symbolisiert durch die Mauer) nördlich der die LOFZ beendenden Horsetail-Struktur. Solche Spannungsakkumulationen treten auch westlich der Horsetail-Struktur im gesamten Forearc auf, da der Forearc-Splitter nördlich der Beendigung der LOFZ nicht mehr vom Rest des Kontinentes abgekoppelt ist. Die Konzentration der Werte auf den nördlichsten Teil des Untersuchungsgebietes im magmatischen Bogen bestätigt den Zusammenhang der Buttress-Effekte mit dem Ende der LOFZ bei 38°S.

Abb. 5-50: Aus der Verteilung der sich aus der Fault-striae Analyse ergebenden Einengungsrichtungen kann eine Segmentation des Untersuchungsgebietes im magmatischen Bogen in drei Segmente unterschiedlicher rezenter Deformation abgeleitet werden.

Abb. 5-51: Zusammenhang verschiedener Subduktionsprozesse in von den ehemaligen Transformstörungen begrenzten Segmenten am Plattenrand und der im magmatischen Bogen zu beobachtenden Segmentierung.

Abb. 6-1: Relative Bewegungen der Nazca Platte zu Südamerika (SOMOZA 1998). Sterne stellen die heutigen Parameter nach dem NUVEL 1-Modell (–38°S/–74°W) dar (DEMETS et al. 1994).

- a) Konvergenzgeschwindigkeit und Konvergenzschiefe für ein Streichen der Tiefseerinne von 10°.
- b) Absolute Bewegungen senkrecht und parallel zum Plattenrand bei einer vollständigen Aufteilung des Konvergenzvektors.

Abb. 6-2: Virtuelle Plattenbewegungsvektoren der Nazca- und Südamerika Platte bei 25°S für unterschiedliche Zeitintervalle. Die Ellipsen zeigen 95% *confidence limits*. Die relative Plattenkonvergenz ergibt sich aus der Verbindung der jeweiligen Pfeile der Nazca- und Südamerika Platte. Aus MARRETT & STRECKER 2000, Daten basierend auf PARDO-CASAS & MOLNAR 1987, DE METS et al. 1994, LARSON 1997.

Abb. 6-3: Darstellung der Mocha- und Valdivia-Bruchzonen und ihre rekonstruierten Positionen relativ zum Oberplattenrand für die vergangenen 2 Mio. Jahre (in 500.000 Jahr-Schritten) (BOETTCHER 1999b).

Abb. 6-4: Das unterschiedliche Akkretionsverhalten zu beiden Seiten der Mocha-Bruchzone (DÍAZ-NAVEAS 1999).

a) Nördlich der Mocha-Bruchzone.

b) Südlich der Mocha-Bruchzone.

(BSR: *bottom simulating reflector*, DE: *decollement*, DF: *Deformationsfront*, GRF: *growth fault*, SV: *submarines Tal*, TCB: *Top des kontinentalen basements*, TOB: *Top des ozeanischen basements*).

Abb. 6-5: Die jährliche Regenmenge (cm/a, gestrichelte Konturen) und die heutige Eisbedeckung (weiss) sowie die Ausdehnung des Eises während der stärksten kontinentalen Vereisung (grau) und der jüngsten Llanquihue Vereisung (dünne Linie). Eine Korrelation der klimatischen Verhältnisse mit der Mächtigkeit der Tiefseerinnenfüllung (in km, schwarz) ist anzunehmen (BANGS & CANDE 1997).

Abb. 6-6: Die wichtigsten Steuerungsfaktoren der kinematischen Segmentierung des Arauco-Bíobío Trench-Arc-Systems.

Abb. 7-1: Überlagerung von Spannungen senkrecht und parallel zum Plattenrand im äußeren Forearc. Jede Spannungsrichtung einzeln betrachtet führt zu Schrägaufschiebungen an NW-SE streichenden präexistenten Strukturen. Verstärkte Kompression kann entweder durch die Bildung einer resultierenden Spannung, die senkrecht zu den NW-SE Störungen orientiert ist entstehen, oder durch die entgegengesetzt gerichtete Horizontalkomponente bei sich abwechselnden Spannungsrichtungen (s. Text).

Abb. 7-2: Schematisches 3D-Modell der rezenten Deformationsprozesse des südzentralchilenischen Trench-Arc-Systems. Der westlichste Teil der Oberplatte wurde entfernt, um die verschiedenen Unterplattungsprozesse darzustellen (verändert nach REUTHER et al. 2003).

Abb. 7-3: Die drei unterschiedlichen Forearc-Keile des Untersuchungsgebietes und ihre Relation zu Prozessen der Oberplatte (s.a. Abb. 5-51). Die Transtension im magmatischen Bogen zwischen 38°–39°S kann zusätzlich zu der beschriebenen von anderen Segmenten abweichenden Sedimentsubduktion durch ein Vordringen des Mantelkeils nach Westen verstärkt werden. Das Vordringen des Mantelkeils führt zu einer geringeren Ausdehnung der seismogenen Zone.

Abb. 8-1: Die Segmentation der andinen Subduktionszone basierend auf der aktiven Tektonik (DEWEY & LAMB 1992)

- a) Überblick über die Topographie (gepunktet, 2000m-Intervalle), die Tiefe der abtauchenden Platte unter dem südamerikanischen Kontinent (dicke Linien: Konturen in km), den vulkanischen Bogen (Dreiecke) mit Lücken in Nordperu und Zentralchile und Ozeanbodenalter der Nazca Platte (1=Quartär, 2=Pliozän, 3=Miozän, 4=Oligozän, 5=Eozän, 6=Paläozän). Pfeile zeigen die Bewegung der Nazca Platte in Relation zur Südamerika Platte. Die Unterteilung der Anden erfolgte in 4 Segmente (1-4) und 2 Übergangsegmente (2a und 3a). Das Untersuchungsgebiet beinhaltet Teile von Segment 1 und 2a, wo die abtauchende Platte nur bis in geringe Tiefen nachweisbar ist und die durchschnittliche Höhe der Anden unter 2000m liegt.
- b) Die wichtigsten neotektonischen Strukturen der Anden und Beispiele für Herdflächenlösungen nach 1960. Die Größe der *beachballs* ist proportional zur Magnitude der Beben. Signifikante Unterschiede bestehen u.a. in der Vorlandverkürzung (*foreland thrusting*), die nördlich 34°S verstärkt auftritt, während das Arbeitsgebiet keine rezente Vorland-Verkürzung, jedoch mit der Liquiñe-Ofqui Störungszone eine prominente dextrale Horizontalverschiebung aufweist.
- c) Geschwindigkeitsfeld an der andinen Plattengrenze (Eingangsparameter der Kalkulation s. DEWEY & LAMB 1992). Die verschiedenen Pfeilorientierungen in den Segmenten weisen auf unterschiedlich hohe Grade der Partitionierung des Konvergenzvektors hin. Nur Segment 2 zeigt keine Aufteilung des Vektors, so dass die Pfeile parallel zur Konvergenzrichtung orientiert sind. Der rechte Teil der Abbildung zeigt, wie und wo die einzelnen Komponenten der Konvergenz abgebaut werden (FA=Forearc, FTB=Vorland Falten- und Überschiebungsgürtel, SS=strike-slip, Ext=Extension in den hohen Bereichen der Anden).

Abb. 8-2: Der Übergang zwischen dextralen Bewegungen im magmatischen Bogen (südlich 37°30') und Verkürzung im Backarc (nördlich 37°30') im nördlichen Teil des Arauco-Bíobío Trench-Arc-Systems. (Überschiebungen in der Cordillera del Viento und die Caldera del Agrio nach MELNICK & FOLGUERA 2001).

Abb. 8-3: Blockbild-Interpretation der Liquiñe-Ofqui Störungszone bei 44-45°S mit Darstellung der Hebungen an den Störungsblöcken unter der Annahme, dass keine Abtragung seit 10Ma stattgefunden hat (dünne, gestrichelte rote Linien und grau schattierte Bereiche). Die LOFZ und parallele Strukturen werden aufgrund der aus Apatit- und Zirkon-Spaltspurdaten rekonstruierten Hebungsgeschichte als transpressive Scherzone interpretiert, in der die Störungen in einer positiven Blumenstruktur (*positive flower structure*) angeordnet sind. Modifiziert nach THOMSON 2000.

Abb. 8-4: Effekte des Subduktionsstils auf das thermale Regime und die Deformation in der Oberplatte (GUTSCHER et al. 2000). Weisse Kreise symbolisieren Erdbebenherde.

- a) Bei dem flach abtauchenden Segment kann durch eine größere Kopplung zwischen den Platten die Deformation bis in den Backarc transferiert werden. Es gibt keinen magmatischen Bogen, weil die kontinentale Asthenosphäre zu weit nach Osten verdrängt wird.
- b) Im steil abtauchenden Segment kann der kontinentale Mantelkeil weiter nach Westen vordringen und oberhalb der 100km-Kontur der abtauchenden Platte können Magmen generiert werden. Die warme aseismische Kruste führt zu einer geringeren Übertragung von Spannungen in den Backarc.

Literaturverzeichnis

- ADAM, J. & REUTHER, C.-D. 2000. Crustal dynamics and active fault mechanics during subduction erosion. Application of frictional wedge analysis on to the North Chilean Forearc. *Tectonophysics* **321**, 297-325.
- AGUIRRE, L., HERVÉ, F. & GODOY, E. 1972. Distribution of metamorphic facies in Chile - an outline. *Kristalinikum* **9**, 7-19.
- ALLMENDINGER, R.W., ISACKS, B.L., RAMOS, V.A., JORDAN, T.E. & PALMA, M. 1983. Paleogeography and Andean structural geometry, northwest Argentina. *Tectonics* **2/1**, 1-16.
- ALVAREZ, S.L. 1963. Studies made between Arauco and Valdivia with respect to the earthquakes of 21 and 22 May 1960. *Bulletin of the Seismological Society of America* **53**, 1315-1330.
- ANDERSON, E.M. 1951. The Dynamics of Faulting and Dyke Formation with Applications of Britain. *Oliver and Boyd, Edinburgh, U.K.*
- ANGELIER, J. 1994. Fault slip analysis and paleostress reconstruction. In: *Continental Deformation* (Hrsg. Hancock, P.). Pergamon, New York, 53-100.
- ANGELIER, J. & GOGUEL, J. 1979. Sur une méthode simple de détermination des axes principaux des contraintes pour une population de failles. *C.R.Acad.Sci.Paris, sér D* **288**, 307-310.
- ANGELIER, J. & MECHLER, P. 1977: Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et enséismologie: la methode des dièdres droits. *Bull. Soc. Géol. France* **VII/19**, 1309-1318.
- ANGERMANN, D., KLOTZ, J. & REIGBER, C. 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth Planetary Science Letters* **171/3**, 329-334.
- ARANEDA, M., AVENDAÑO, M.S., GÖTZE, H.J., SCHMIDT, S. & MUÑOZ, J. 2000. Gravedad en los Andes del Sur, correlacion del residual isostatico con rasgos estructurales mayores (37°-42°S). *IX Congreso Geologico Chileno, Actas* **2**, 399-403.
- ARCOS, R. & ELGUETA, S. 1993. Geología y modelo de sedimentación de la secuencia cretacico terciaria de la cuenca de Arauco. *Unveröffentlichter Bericht für die Empresa Nacional del Petróleo, Santiago de Chile*.
- ASCH, G., SCHURR, B., LÜTH, S., BELMONTE, A., BOHM, M., BRUHN, C., GIESE, P., RIETBROCK, A. & Wigger, P. 2001. Structure and rheology of the upper plate from seismological investigations. *Sonderforschungsbereich 267: Deformation Processes in the Andes, report for the research period 1999-2001*, 177-209.
- BANGS, N.L. & CANDE, S.C. 1997. Episodic developement of a convergent margin inferred from structures and processes along the southern Chile margin. *Tectonics* **16/3**, 489-503.
- BARAZANGI, M. & ISACKS, B. L. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of Nazca Plate beneath South America. *Geology* **4**, 686-692.
- BARCKHAUSEN, U., RANERO, C.R., VON HUENE, R., CANDE, S.C. & ROESER, H.A. 2001. The impact of tectonic boundaries in the incoming plate on the Costa Rican subduction zone. MARGINS Meeting, Kiel, *Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft* **14**, 154-155.
- BARKER, P.F. & BURRELL, J. 1982. The influence on Southern Ocean circulation, sedimentation and climate of the opening of the Drake Passage. In: *Antarctic geoscience* (Hrsg. Craddock, C.). Madison, University of Wisconsin Press, 377-385.
- BARKER, P.F., BARRETT, P.J., COOPER, A.K. & HUYBRECHTS, P. 1999. Antarctic glacial history from numerical models and continental margin sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **150**, 247-267.
- BARRIENTOS, S. & ACEVEDO, A.P. 1992. Seismological aspects of the 1988-1989 Lonquimay (Chile) volcanic eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **53**, 73-87.
- BARRIENTOS, S. E. & WARD, S. N. 1990. The 1960 Chile earthquake: inversion for slip distribution from surface deformation. *Geophysical Journal International* **103**, 589-598.
- BASILE, C. & BRUN, J.P. 1999. Transtensional faulting patterns ranging from pull-apart basins to transform continental margins: an experimental investigation. *Journal of Structural Geology* **21**, 23-37.

- BECK, M. E., JR. 1983. On the mechanism of tectonic transport in zones of oblique subduction. *Tectonophysics* **93**, 1-11.
- BECK, M. E., JR., ROJAS, C. & CEMBRANO, J. 1993. On the nature of buttressing in margin-parallel strike-slip fault systems. *Geology* **21**, 755-758.
- BECK, M., BURMESTER, R., CEMBRANO, J., DRAKE, R., GARCIA, A., HERVÉ, F. & MUNIZAGA, F. 2000. Paleomagnetism of the North Patagonian batholith, southern Chile. An exercise in shape analysis. *Tectonophysics* **326**, 185-202.
- BERGGREN, W.A., KENT, D.V., SWISHER, C.C. & AUBRY, M.-P. 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation* (Hrsg. Berggren, W.A. et al.). *Society of economic paleontologists and mineralogists special publication* **54**, 129-212.
- BOETTCHER, M. 1999a. Tektonik der Halbinsel Arauco und angrenzender Forearc-Bereiche (südliches Zentral-Chile). Endogene und exogene Faktoren känozoischer Deformationen am aktiven Plattenrand Südamerikas. *Dissertation Universität Hamburg*, 134 S.
- BOETTCHER, M. 1999b. Tektonik der Halbinsel Arauco und angrenzender Forearc-Bereiche (südliches Zentral-Chile). *Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg* **83**, 1-58.
- BOHM, M., LÜTH, S., ECHTLER, H., ASCH, G., BATAILLE, K., BRUHN, C., RIETBROCK, A. & WIGGER, P. 2002. The Southern Andes between 36° and 40°S latitude: seismicity and average seismic velocities. *Tectonophysics* **356**, 275-289.
- BOTT, M.H.P. 1959. The mechanisms of oblique slip faulting. *Geol. Mag.* **96**, 109-117.
- BRASSE, H. & SOYER, W. 2001. A magnetotelluric study in the Southern Chilean Andes. *Geophysical Research Letters* **28/19**, 3757-3760.
- BÜRGMANN, R. & POLLARD, D.D. 1994. Strain accommodation about strike-slip fault discontinuities in granitic rock under brittle-to-ductile conditions. *Journal of Structural Geology* **16/12**, 1655-1674.
- BYERLEE, J.D. 1978. Friction of rocks. *Pure and Applied Geophysics* **116**, 615-626.
- CAHILL, T. & ISACKS, B. L. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. *Journal of Geophysical Research* **97**, 17503-17529.
- CANDE, S. C. & LESLIE, R. B. 1986. Late Cenozoic tectonics of the southern Chile trench. *Journal of Geophysical Research* **91**, 471-496.
- CARPINELLI PAVISICH, A. 2000. Análisis estratigráfico, paleoambiental, estructural y modelo tectono-estratigráfico de la cuenca de Cura-Mallín, VIII y IX Región, Chile-Provincia del Neuquén, Argentina. *Memoria para optar al título de geólogo, Universidad de Concepción*.
- CEMBRANO, J., HERVÉ, F. & LAVENU, A. 1996. The Liquiñe Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics* **259**, 55-66.
- CEMBRANO, J., SCHERMER, E., LAVENU, A. & SANHUEZA, A. 2000. Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the Liquiñe-Ofqui fault zone, southern Chilean Andes. *Tectonophysics* **319**, 129-149.
- CESPEDES, S. 1976. Geología y estratigrafía de la Cuenca de Arauco. *Unveröffentlichter Bericht für die Empresa Nacional del Petróleo, Santiago de Chile*.
- CHAPPLE, W.M. 1978. Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts. *Geological Society of America Bulletin* **89**, 1189-1198.
- CHRISTIE-BLICK, N. & BIDDLE, K.T. 1985. Deformation and basin formation along strike-slip faults. In: *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation* (Hrsg. Biddle, K.T. & Christie-Blick, N.). *Society of economic paleontologists and mineralogists special publication* **37**, 1-34.
- CIFUENTES, I. L. 1989. The 1960 Chilean earthquakes. *Journal of Geophysical Research* **94** (B1), 665-680.
- COBBOLD, P.R. & ROSSELLO, E.A. 2002. Phases of Andean Deformation, Foothills of the Neuquén Basin, Argentina. *5th International Symposium on Andean Geodynamics, Toulouse, France*, 153-156.
- DAHLEN, F.A. 1984. Noncohesive critical Coulomb wedges: An exact solution. *Journal of Geophysical Research* **89**, 10125-10133.
- DAVIS, D., DAHLEN, F.A. & SUPPE, J. 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research* **88**, 1153-1172.

- DEFFONTAINES, B. & CHOROWICZ, J. 1991. Principles of drainage basin analysis from multisource data: Application to the structural analysis of the Zaire Basin. *Tectonophysics* **194**, 237-263.
- DEMETS, C., GORDON, R. G., ARGUS, D. F. & STEIN, S. 1990. Current plate motions. *Geophysical Journal International* **101**, 425-478.
- DEMETS, C., GORDON, R. G., ARGUS, D. F. & STEIN, S. 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters* **21**, 2191-2194.
- DEWEY, J. F. & LAMB, S. H. 1992. Active tectonics of the Andes. *Tectonophysics* **205**, 79-95.
- DIAZ-NAVEAS, J.L. 1999. Sediment subduction and accretion at the Chilean convergent margin between 35° and 40°S. *Dissertation Kiel*, 120 S.
- DICKINSON, W. R. & SEELY, D. R. 1979. Structure and stratigraphy of forearc regions. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **63**, 2-31.
- DOYEL, W.W., MORAGA, A. & FALCON, E. 1963. *Bulletin of the Seismological Society of America* **53**, 1331-1345.
- DUHART, P., McDONOUGH, M., MUÑOZ, J., MARTIN, M. & VILLENEUVE, M. 2001. El Complejo Metamórfico Bahía Mansa en la cordillera de la Costa del centro-sur de Chile (39°30'-42°00'S): geocronología K-Ar, 40Ar/39Ar y U-Pb e implicancias en la evolución del margen sur-occidental de Gondwana. *Revista Geológica de Chile* **28/2**, 179-208.
- ENGEBRETSON, D.C., COX, A., & GORDON, R.G. 1986. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin. *Geological Society of America, Special Paper* **206**, 59 S.
- FITCH, T.J. 1972. Plate Convergence, Transcurrent Faults, and Internal Deformation Adjacent to Southeast Asia and the Western Pacific. *Journal of Geophysical Research* **77/23**, 4432-4460.
- FINGER, K., ENCINAS, A., NIELSEN, S. & PETERSON, D. 2003. Microfaunal Indications of Late Miocene Deep-Water Basins off the Central Coast of Chile. X. *Congreso Geológico Chileno 2003, Concepción, Chile*.
- FREUND, R. 1970. Rotation of strike slip faults in Sistan, Southeast Iran. *Journal of Geology* **78**, 188-200.
- FRUTOS, J. & ALFARO, G. 1985. El complejo ofiolítico del ambito eugeosynclinal palaeozoico en la Cordillera de la Costa del sur de Chile. *IV Congreso Geológico Chileno, Antofagasta*, A29-A64.
- GALLAGHER, J. J. 1989. Andean chronotectonics. In: *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources* (Hrsg. Ericksen, G.E., Cañas Pinochet, M.T. & Reinemund, J.A.). Houston, Texas, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series **11**, 23-37.
- GAMOND, J.F. 1987. Bridge structures as sense of displacement criteria in brittle fault zones. *Journal of Structural Geology* **9**, 609-620.
- GAPAIS, D., COBBOLD, P.R., BOURGEOIS, O., ROUBY, D. & DE URREIZTIETA, M. 2000. Tectonic significance of fault-slip data. *Journal of Structural Geology* **21**, 881-888.
- GARCIA, A.R., BECK, M. E. JR., BURMESTER, R.F., MUNIZAGA, F. & HERVE, F. 1988. Paleomagnetic reconnaissance of the region de los lagos, Southern Chile, and its tectonic implications. *Revista Geológica de Chile* **15/1**, 13-30.
- GLODNY, J., LOHRMANN, J., SEIFERT, W., GRÄFE, K., ECHTLER, H. & FIGUEROA, O. 2002. Geochronological constraints on material cycling velocities, structural evolution, and exhumation of a Paleo-accretionary wedge: the Bahia Mansa Complex, South Central Chile. *5th ISAG, Toulouse*, 259-262.
- GÖTZE, H.J., KRAUSE, S., ROMANYUK, T., SCHMIDT, S., SCHULTE, J. TASAROVA, Z. & WIENECKE, S. 2001. Density and susceptibility anomalies as an indicator of anomalous p-t conditions. *Sonderforschungsbereich 267: Deformation Processes in the Andes, report for the research period 1999-2001*, 293-318.
- GONZÁLEZ, E. 1989. Hydrocarbon resources in the coastal zone of Chile. In: *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources* (Hrsg. Ericksen, G.E., Cañas Pinochet, M.T. & Reinemund, J.A.). Houston, Texas, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series **11**, 383-404.
- GRÄFE, K., GLODNY, J., SEIFERT, W., ROSENAU, M. & ECHTLER, H. 2002. Apatite Fission Track Thermochronology of granitoids at the South Chilean active continental margin (37°S – 42°S): implications for denudation, tectonics and mass transfer since the Cretaceous. *5th ISAG, Toulouse*, 275-278.

- GUTSCHER, M.-A., SPAKMAN, W., BIJWAARD, H. & ENGDAHL, E.R. 2000. Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics* **19/5**, 814-833.
- HACK, J.T. 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *U.S. Geological Survey Journal of Research* **1**, 421-429.
- HACKNEY et al. (in Vorb). Integrated geological and geophysical studies of the Southern Andes between 36 and 42°S.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. In: *Sea-level changes: An Integrated Approach* (Hrsg. Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H., Ross, C. A. & van Wagoner, J.). *Society of economic paleontologists and mineralogists special publication* **42**, 71-108.
- HERRON, E. M. 1981. Chile margin near lat 38° S: Evidence for a genetic relationship between continental and marine geologic features or a case of curious coincidences? In: *Nazca Plate: Crustal deformation and Andean convergence* (Hrsg. Kulm, L. D., Dymond, J., Dasch, E. J., Hussong, D. M. & Roderick, K. R.). *Geological Society of America Memoir* **154**, 755-760.
- HERVÉ, F. 1977. Petrology of the crystalline basement of the Nahuelbuta Mountains, Southcentral Chile. In: *Comparative studies on the geology of the Circum-Pacific Orogenic Belt in Japan and Chile* (Hrsg. Ishikawa und Aguirre, L.). *Japan Society for the Promotion of Science*, 1-51.
- HERVÉ, F. 1994. The southern Andes between 39° and 44°S latitude: the geological signature of a transpressive tectonic regime related to a magmatic arc. In: *Tectonics of the Southern Central Andes* (Hrsg. Reutter, K. J., Scheuber, E. & Wigger, P. J.). *Springer, Berlin*, 243-248.
- HERVÉ, F., DEMANT, A., RAMOS, V.A., PANKHURST, R.K. & SUÁREZ, M. 2000. The Southern Andes. In: *Tectonic evolution of South America* (Hrsg. Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. & Campos, D.A.). *Rio de Janeiro, 2000*, 605-634.
- HINSCH, R. 2001. Frontale Akkretion und Verformungsaufteilung eines gebogenen Falten- und Überschiebungsgürtels. *Dissertation Berlin, Scientific Technical Report GeoForschungsZentrum Potsdam, STR01/15*, 128 S.
- HOMBERG, C., HU, J.C., ANGELIER, J., BERGERAT, F. & LACOMBE, O. 1997. Characterization of stress perturbations near major fault zones: insights from 2-D distinct-element numerical modelling and field studies (Jura mountains). *Journal of Structural Geology* **19/5**, 703-718.
- HOUSNER, G.W. 1963. An engineering report on the Chilean earthquakes of May, 1960. *Bulletin of the Seismological Society of America* **53**, 219-223.
- HOWARD, A.D. 1967. Drainage analysis in geologic interpretation: A summation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **51/11**, 2246-2259.
- ILLIES, H. 1967. Randpazifische Tektonik und Vulkanismus im südlichen Chile. *Geol. Rundschau* **57**, 81-101.
- ISACKS, B. L. 1988. Uplift of the Central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research* **93/B4**, 3211-3231.
- JARRARD, R. D. 1986. Relations among subduction parameters. *Reviews of Geophysics* **24**, 217-284.
- JORDAN, T. E., ISACKS, B. L., ALLMENDINGER, R. W., BREWER, J. A., RAMOS, V. A. & ANDO, C. J. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin* **94**, 341-361.
- JORDAN, T.E., BURNS, W.M., VEIGA, R., PANGARO, F., COPELAND, P., KELLEY, S. & MPODOZIS, C. 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics* **20/3**, 308-324.
- KAIZUKA, S., MATSUDA, T., NOGAMI, M. & YONEKURA, N. 1973. Quaternary Tectonic and Recent Seismic Crustal Movements in the Arauco Peninsula and its Environs, Central Chile. *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University* **8**, 1-49.
- KATZ, H. R. 1970. Randspezifische Bruchtektonik am Beispiel Chiles und Neuseelands. *Geologische Rundschau* **59**, 898-926.
- KELLER, E.A. & PINTER, N. 1996. Active tectonics: earthquakes, uplift, and landscape. *Prentice-Hall, New Jersey*, 338 S.

- KHAZARADZE, G., WANG, K., KLOTZ, J., HU, Y. & HE, J. 2002. Prolonged post-seismic deformation of the 1960 great Chile earthquake and implications for mantle rheology. *Geophysical Research Letters* **29/22**, 7-1 – 7-4.
- KIND, R., BOCK, G. & YUAN, X. 2001. The Structure of the Lower Plate from Broadband Seismology. *Sonderforschungsbereich 267: Deformation Processes in the Andes, report for the research period 1999-2001*, 429-446.
- KLOTZ, J., REIGBER, C., PERDOMO, R., CIFUENTES, O., KHAZARADZE, G. & ANGERMANN, D. 2001. Earthquake cycle dominates contemporary crustal deformation in Central and Southern Andes. *Earth and Planetary Science Letters* **193/3-4**, 437-446.
- LARA, L., RODRIGUEZ, C., MORENO, H. & PEREZ DE ACRE, C. 2001. Geocronología K-Ar y geoquímica del volcanismo plioceno superior-pleistoceno de los Andes del sur (39-42°S). *Revista Geológica de Chile* **28/1**, 67-90.
- LARSON, K.M., FREYMUELLER, J.T. & PHILIPSEN, S. 1997. Global plate velocities from the Global Positioning System. *Journal of Geophysical Research* **102**, 9961-9981.
- LAVENTU, A. & CEMBRANO, J. 1999. Compressional- and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology* **21**, 1669-1691.
- LINDHORST, S. (in Vorb.). Morphotektonische und sedimentologische Analyse des Flussnetzes im südlichen Zentralchile zwischen Concepción und Valdivia. Diplomarbeit Hamburg.
- LOHRMANN, J., KUKOWSKI, N., ADAM, J. & ONCKEN, O. 2000. Identification of controlling parameters of the accretionary southern Chilean margin (38°S) with analogue models. *Profil* **18**, 50 (17. Geowissenschaftliches Lateinamerika-Kolloquium, Stuttgart).
- LOHRMANN, J., KUKOWSKI, N. & ONCKEN, O. 2001. Erosive and accretive mass transfer modes and related deformation at the Chilean forearc – Results of 2D scaled sandbox experiments. *Sonderforschungsbereich 267: Deformation Processes in the Andes, report for the research period 1999-2001*, 397-421.
- LOMNITZ, C. 1970. Major earthquakes and tsunamis in Chile during the period 1535-1955. *Geologische Rundschau* **59**, 938-960.
- LÓPEZ-ESCOBAR, L., CEMBRANO, J. & MORENO, H. 1995. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary Volcanism (37° - 46°). *Revista Geológica de Chile* **22**, 219-234.
- LOWELL, T.V., HEUSSER, C.J., ANDERSEN, B.G., MORENO, P.I., HAUSER, A., HEUSSER, L.E., SCHLÜCHTER, C., MARCHANT, D.R. & DENTON, G.H. 1995. Interhemispheric Correlation of Late Pleistocene Glacial events. *Science* **269**, 1541-1549.
- LÜTH, S., MECHIE, J. WIGGER, P., FLÜH, E.R., KRAWCZYK, C.M., REICHERT, C., STILLER, M., VERA, E. & SPOC RESEARCH GROUP 2003. Subduction processes off Chile (SPOC) – results from the amphibious wide-angle seismic experiment across the Chilean subduction zone. *Terra Nostra* **2**, 52 (18. Geowissenschaftliches Lateinamerika-Kolloquium, Freiberg).
- LUYENDYK, B.P. 1989. Crustal Rotation and fault slip in the Continental Transform Zone in Southern California. In: *Paleomagnetic Rotations and Continental Deformation* (Hrsg. Kissel, C. & Laj, C.). 229-246.
- MAERTEN, L., GILLESPIE, P. & POLLARD, D.D. 2002. Effects of local stress perturbation on secondary fault development. *Journal of Structural Geology* **24**, 145-153.
- MALUMIÁN, N. & RAMOS, V. A. 1984. Magmatic intervals, transgression-regression cycles and oceanic events in the Cretaceous and Tertiary of southern South America. *Earth Planetary Science Letters* **67**, 228-237.
- MARDONES, M. & REUTHER, C.-D. 1999. Geomorphological aspects of the drainage pattern around Lake Lanahue and Lake Lleulleu in the active convergent margin setting of South-Central Chile. *Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg* **83**, 75-88.
- MARRETT, R.A. & ALLMENDINGER, R.W. 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology* **12**, 973-986.
- MARRETT, R. & STRECKER, M.R. 2000. Response of intracontinental deformation in the central Andes to late Cenozoic reorganisation of South American Plate motions. *Tectonics* **19/3**, 452-467.
- MARTIN, M.W., DUHART, P., McDONOUGH, M., CAMPOS, A., KATO, T.T., RODRIGUEZ, C. & GODOY, E. 1999. Evolution of the late Paleozoic accretionary complex and overlying forearc-magmatic arc, south central

- Chile (38°-41°S): Constraints for the tectonic setting along the southwestern margin of Gondwana. *Tectonics* **18/4**, 582-605.
- MARTINEZ, R. 1976. Hallazgo de *Sphaeroidinella dehiscentes dehiscentes* (Parker and Jones) en el Plioceno de Arauco: su significado para la reinterpretación del Neógeno Superior en Chile. *Congreso Geológico Chileno No.1, Actas* **1**, C125-C142.
- MCCAFFREY, R. 1992. Oblique Plate Convergence, Slip Vectors, and Forearc Deformation. *Journal of Geophysical Research* **97**, 8905-8915.
- MCDONOUGH, M., DUHART, P. & CRIGNOLA, P. 1997. Naturaleza del alzamiento del basamento costero y la apertura de la cuenca Osorno-Llanquihue, Xª región: nuevos antecedentes sísmicos y observaciones de terreno. *VIII Congreso Geológico Chileno, Actas* **1**, 164-168.
- MCGRATH, A.G. & DAVISON, I. 1995. Damage zone geometry around fault tips. *Journal of Structural Geology* **17/7**, 1011-1024.
- MCKINNON, S.D. & GARRIDO DE LA BARRA, I. 1998. Fracture initiation, growth and effect on stress field: a numerical investigation. *Journal of Structural Geology* **20/12**, 1673-1698.
- MELNICK, D. & FOLGUERA, A. 2001. Geología del Complejo Volcánico Copahue-Caldera del Agrio, un sistema transtensional activo desde el Plioceno en la transición de los Andes Patagónicos a los Andes centrales (38°S-71°O). *XIº Congreso Geológico Latinoamericano, Simposio "Evolución Tectónica de los Andes", Montevideo*.
- MEON, H.; TORRES, T. & MARTINEZ-PARDO, R. 1994. Sporopollinic analysis in the Navidad Formation near Navidad (Chile). *Congreso Geológico Chileno No.1, Actas* **1**, 488-490.
- MERCER, J.H. 1976. Glacial History of Southernmost South America. *Quaternary Research* **6**, 125-166.
- MERRITS, D. & VINCENT, K.R. 1989. Geomorphic response of coastal streams to low, intermediate, and high rates of uplift, Mendocino Triple Junction region, Northern California. *Geological Society of America Bulletin* **110**, 1373-1388.
- MESCHEDÉ, M. 1994. Methoden der Strukturgeologie. *Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart*, 169 S.
- MOHR, O.C. 1882. Über die Darstellung des Spannungszustandes und des Deformations-Zustandes eines Körperelementes und über die Anwendung derselben in der Festigkeitslehre. *Civilingenieur* **28**, 113-156.
- MOORE, D.E., LOCKNER, D.A., SHENGLI, M., SUMMERS, R. & BYERLEE, J.D. 1997. Strengths of serpentinite gouges at elevated temperatures. *Journal of Geophysical Research* **102**, 14787-14801.
- MORDOJOVICH, C. 1974. Geology of a part of the Pacific margin of Chile. In: *The Geology of Continental Margins* (Hrsg. Burke, C. A. & Drake, C. L.). Springer-Verlag, New York, 591-598.
- MORDOJOVICH, C. 1981. Sedimentary Basins of Chilean Pacific offshore. In: *Energy Resources of the Pacific Region* (Hrsg. Halbouty, M. T.). American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology **12**, 63-82.
- MPODOZIS, C. & RAMOS, V. 1989. The Andes of Chile and Argentina. In: *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources* (Hrsg. Erickson, G.E., Cañas Pinochet, M.T. & Reinemund, J.A.). Houston, Texas, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series **11**, 59-90.
- MUELLER, B., WEHRLE, V. & FUCHS, K. 1997. The 1997 release of the World Stress Map. Available online at <http://www-wsm.physik.uni-karlsruhe.de/pub/Rel97/wsm97.html>.
- MUÑOZ, J. 1997. Sistemas estructurales Cenozoicos en la región de los Lagos, Chile: interpretación de lineamientos en imagen radarsat. *VIII Congreso Geológico Chileno, Actas* **1**, 190-194.
- MUÑOZ, J. & ARANEDA, M. 2000. Extension cortical en el Oligoceno-Mioceno entre los 39° y 42°S, Región de los Lagos, Chile: Antecedentes geológicos y geofísicos. *IX Congreso Geológico Chileno, Actas* **2**, 609-612.
- MUÑOZ, J. & STERN, C. R. 1988. The Quaternary volcanic belt of the southern continental margin of South America: Traverse structural and petrochemical variations across the segment between 38°S and 39°S. *Journal of South American Earth Sciences* **1**, 147-161.
- MUÑOZ, J., TRONCOSO, R., DUHART, P., CRIGNOLA, P., FARMER, L. & STERN, C.R. 2000. The relation of the mid-Tertiary coastal magmatic belt in south-central Chile to the late Oligocene increase in plate convergence rate. *Revista Geológica de Chile* **27/2**, 177-203.

- NAKAMURA, K. 1977. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation: principle and proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **2**, 1-16.
- NELSON, A. R. & MANLEY, W. F. 1992. Holocene coseismic and aseismic uplift of Isla Mocha, South-Central Chile. *Quaternary International* **15/16**, 61-76.
- NELSON, E., FORSYTHE, R. & ARIT, I. 1994. Ridge collision tectonics in terrane development. *Journal of South American Earth sciences* **7/3-4**, 271-278.
- NIELSEN, S. N. 2003. Die marinen Gastropoden (exklusive Heterostropha) aus dem Miozän von Zentralchile. *Dissertation, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Hamburg*, 228 S.
- NIELSEN, S., DE VRIES, T., ENCINAS, A. FINGER, K. & PETERSON, D. 2003. Towards an understanding of the age of the Navidad Formation. X. *Congreso Geológico Chileno 2003, Concepción, Chile*.
- NIEMEYER, H. & MUÑOZ, J. 1983. Hoja Laguna de la Laja (1:250.000), Región del Bío-Bío. *Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile* **57**.
- NISHENKO, S. P. 1985. Seismic potential for large and great interplate earthquakes along the Chilean and southern Peruvian margins of South America: a quantitative reappraisal. *Journal of Geophysical Research* **90**, 3589-3615.
- NUR, A., HAGAI, R. & SCOTTI, O. 1986. Fault mechanics and the kinematics of block rotations. *Geology* **14**, 746-749.
- OLESKOVICH D.A., HYNDMAN, R.D. & WANG, K. 1999. The updip and downdip limits to great subduction earthquakes: Thermal and structural models of Cascadia, south Alaska, SW Japan, and Chile. *Journal of Geophysical Research* **104**, 14,965-14,991.
- ONCKEN, O. & ECHTLER, H. 2002. Die Anden - ein natürliches Labor der Plattentektonik : der Einfluß des Klimas auf die Tektonik. http://www.gfz-potsdam.de/bib/pub/schule/anden_0209.htm.
- PACHELL, M.A. & EVANS, J.P. 2002. Growth, linkage, and termination processes of a 10-km-long strike-slip fault in jointed granite: the Gemini fault zone, Sierra Nevada, California. *Journal of Structural Geology* **24**, 1903-1924.
- PARDO-CASAS, F. & MOLNAR, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since late Cretaceous times. *Tectonics* **6/3**, 233-248.
- PATERSON, M.S. 1978. Experimental Rock deformation: The Brittle Field, 16-50. *Springer-Verlag, New York*.
- PEACOCK, S.M. & HYNDMAN, R.D. 1999. Hydrous minerals in the mantle wedge and the maximum depth of subduction thrust earthquakes. *Geophysical Research Letters* **26/16**, 2517-2520.
- PEACOCK, D.C.P., ANDERSON, M.W., MORRIS, A. & RANDALL, D.E. 1998. Evidence for the importance of „small“ faults on block rotation. *Tectonophysics* **299**, 1-13.
- PETIT, J. P. 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology* **9**, 597-608.
- PETIT, J.P. & BARQUINS, M. 1988. Can natural faults propagate under Mode II conditions? *Tectonics* **7/6**, 1243-1256.
- PETIT, J.P. & MATTAUER, M. 1995. Palaeostress superimposition deduced from mesoscale structures in limestone: the Matelles exposure, Languedoc, France. *Journal of Structural Geology* **17/2**, 245-256.
- PINEDA, V. 1983. Evolución paleogeográfica de la Península de Arauco durante el Cretácico Superior-Terciario. Doktorarbeit am Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago de Chile.
- PINO, M. 2003. Last Interglacial volcanic sediments at the coast of Valdivia, south of Chile. *Terra Nostra* **3**, 52-53. (SEDIMENT 2003, Wilhelmshaven).
- PLAFKER, G. 1972. Alaskan earthquake of 1964 and Chilean earthquake of 1960: Implications for arc tectonics. *Journal of Geophysical Research* **77**, 901-925.
- PLAFKER, G. & SAVAGE, J. C. 1970. Mechanism of the Chilean earthquakes of May 21 and 22, 1960. *Geological Society of America Bulletin* **81**, 1001-1030.
- POTENT, S. & REUTHER, C.-D. 2001. Neogene Deformationsprozesse im aktiven magmatischen Bogen Südzentralchiles zwischen 37° und 39°S. *Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg* **85**, 1-22.

- RABASSA, J. & CLAPPERTON, C.M. 1990. Quaternary glaciations of the southern Andes. *Quaternary Science Reviews* **9**, 153-174.
- RAMOS, V.A. 1978. Estructura. In: *Relatorio: Geología y Recursos Naturales del Neuquén. Actas, VII Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires* **1**, 99-118.
- RAPELA, C. W. & PANKHURST, R. J. 1992. The granites of northern Patagonia and the Gastre Fault System in relation to the break-up of Gondwana. *Geological Society Special Publication* **68**, 209-220.
- RATSCHBACHER, L., SPERNER, B., MESCHKE, M. & FRISCH, W. 1994. Computer techniques and applications: a program library for quantitative structural analysis. *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten* **21**, Reihe A.
- REICHERT, C., BLOCK, M., GAEDICKE, C., FLÜH, E.R., KRAWCZYK, C.M., LADAGE, S., SCHRECKENBERGER, B., WIEDICKE-HOMBACH, M., WIGGER, P. & SPOC RESEARCH GROUP 2003. Subduction processes off Chile (SPOC) – Chilean subduction variability imaged by geophysical offshore data. *Terra Nostra* **2**, 63. (18. Lateinamerika-Kolloquium Freiberg).
- REITER, F. & ACS, P. 2000. TectonicsFP – a computer program for structural geology.
- REUTHER, C.-D. & ADAM, J. 1998. Krustendynamik und Neotektonische Deformationen am aktiven südamerikanischen Plattenrand in Nord-Chile. *Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg* **81**, 143-162.
- REUTHER, C.-D., BOETTCHER, M., BONILLA, R. & MARDONES, M. 1998. Struktur und Dynamik des Arauco-Bío Bío-Trench-Arc-Systems, südliches Zentral-Chile. *Terra Nostra* **98/5**, 128-129. (16. Geowissenschaftliches Lateinamerika Kolloquium, Bayreuth).
- REUTHER, C.-D. & POTENT, S. 2001. Neotectonics and active movements at the Southern Chilean plate margin – dynamics of the Arauco-Bío Bío trench-arc system. *Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft* **14**, 162-163. (2001 MARGINS Meeting, Kiel).
- REUTHER, C.-D. & OBERMEYER, H. 2003. Active Stress Domains of the South Chilean plate-margin determined by high-sensitive electromagnetic measurements. *Terra Nostra* **2**, 65. (18. Lateinamerika-Kolloquium Freiberg).
- REUTHER, C.-D., POTENT, S. & BONILLA, R. 2003. Crustal stress history and geodynamic processes of a segmented active plate margin; South-Central Chile: The Arauco Bío-Bío Trench Arc System. X. *Congreso Geológico Chileno 2003, Concepción, Chile*.
- REUTTER, K.-J., GIESE, P., GÖTZE, H.-J., SCHEUBER, E., SCHWAB, K., SCHWARZ, G. & WIGGER, P. 1988. Structures and crustal development of the Central Andes between 21° and 25°S. In: *The southern Central andes* (Hrsg. Bahlburg, H., Breitzkreuz, C. & Giese, P.). *Lecture Notes in Earth Sciences* **17**, 231-261.
- REUTTER, K.-J., SCHEUBER, E. & WIGGER, P.J. 1994. Tectonics of the Southern Central Andes. *Springer-Verlag, Berlin*, 333 S.
- RILLER, U. & ONCKEN, O. 2003. Growth of the central Andean plateau by tectonic segmentation is controlled by the gradient in crustal shortening. *Journal of Geology* **111/3**, 367-384.
- ROJAS, C., BECK, M.E., BURMESTER, R.F., CEMBRANO, J. & HERVÉ, F. 1994. Paleomagnetism of the Mid-Tertiary Ayacura Formation, southern Chile: Counterclockwise rotation in a dextral shear zone. *Journal of South American Earth Sciences* **7/1**, 45-56.
- ROSENAU, M., ECHTLER, H., GLODNY, J. GRÄFE, K. & SEIFERT, W. 2000. Tectonic evolution of the Liquiñe-Ofqui Fault zone at 39°30' - 40°30' S (southern Chilean Andes). *Profil* **18**, 55. (17. Geowissenschaftliches Lateinamerika-Kolloquium, Stuttgart).
- RUEGG, J.C., CAMPOS, J., MADARIAGA, R., KAUSEL, E., DE CHABALIER, J.B., ARMIJO, R., DIMITROV, D., GEORGIEV, I. & BARRIENTOS, S. 2002. Interseismic strain accumulation in south central Chile from GPS measurements, 1996-1999. *Geophysical Research Letters* **29/11**, 12-1 – 12-4.
- RUFF, L.J. 1989. Do trench sediments affect great earthquake occurrence in subduction zones? *Pure & Applied Geophysics* **129/1-2**, 263-282.
- SAVIN, S.M.; ABEL, L.; BARRERA, E.; HODELL, D.; KELLER, G.; KENNETT, J.P.; KILLINGLEY, J.; MURPHY, M. & VINCENT, E. 1985. The evolution of Miocene surface and near-surface marine temperatures: oxygen isotopic evidence. *Geological Society of America Memoir* **163**, 49-82.
- SCHOLL, D. W., CHRISTENSEN, M.N., VON HUENE, R. & MARLOW, M.S. 1970. Peru-Chile Trench and Sea-Floor Spreading. *Geological Society of America Bulletin* **81**, 1339-1360.

- SCHOLZ, C.H., DAWERS, N.H., YU, J.Z. & ANDERS, M.H. 1993. Fault growth and fault scaling laws: Preliminary results. *Journal of Geophysical Research* **98**, 21951-21961.
- SCHUMM, S.A., DUMONT, J.F. & HOLBROOK, J.M. 2000. Active Tectonics and Alluvial Rivers. *Cambridge University Press*, 276 S.
- SCHWELLER, W. J., KULM, L. D. & PRINCE, R. A. 1981. Tectonics, structure and sedimentary framework of the Peru-Chile Trench. *Geological Society of America Memoir* **154**, 323-349.
- SEGALL, P. & POLLARD, D.D. 1980. Mechanics of discontinuous faults. *Journal of Geophysical Research* **85**, 4337-4350.
- SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGIA Y MINERIA 1982. Mapa Geológico de Chile 1:1.000.000, Hoja 3+4.
- SOBOLEV, S.V., YUAN, X., KIND, R., ZANDT, G., ONCKEN, O., BOCK, G. & ASCH, G. 1999. New Constraints on Subduction and Collision Processes in the Central Andes from Integration of the P-To-S Converted Phases and Deep Reflection Profiling. *Journal of Conference Abstracts* **4/1**, Symposium G01: Integrated Studies of the Continental Lithosphere Based on Deep Seismic Profiling, EUG 10, Strasbourg, France. Abstract im Internet unter <http://www.the-conference.com/JConfAbs/4/420.html>.
- SOMOZA, R. 1998. Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences* **11/3**, 211-215.
- SORLIEN, C.C., KAMERLING, M.J. & MAYERSON, D. 1999. Block rotation and termination of the Hosgri strike-slip fault, California, from three-dimensional map restoration. *Geology* **27/11**, 1039-1042.
- STORTI, F., ROSSETTI, F. & SALVINI, F. 2001. Structural architecture and displacement accommodation mechanisms at the termination of the Priestley Fault, northern Victoria Land, Antarctica. *Tectonophysics* **341**, 141-161.
- SPALLETI, L.A. & DALLA SALDA, L.H. 1996. A pull apart volcanic related Tertiary Basin, an example from the Patagonian Andes. *Journal of South American Earth Sciences* **9**, 197-206.
- SPANG, J.H. 1972. Numerical method for dynamic analysis of calcite twin lamellae. *Geological Society of America Bulletin*. **83**, 467-472.
- SPERNER, B., OTT, R. & RATSCHBACHER, L. 1993. Fault-striae analysis: a Turbo Pascal program package for graphical presentation and reduced stress tensor calculation. *Computers and Geosciences* **19**, 1361-1388.
- STERN, C. R. 1989. Pliocene to present migration of the volcanic front, Andean Southern Volcanic Zone. *Revista Geológica de Chile* **16/2**, 145-162.
- STERN, C.R., MUÑOZ, J., TRONCOSO, R., DUHART, P., CRIGNOLA, P. & FARMER, G.L. 2000. Tectonic setting of the mid-tertiary coastal magmatic belt in South Central Chile: an extensional event related to late Oligocene changes in plate convergence rate and subduction geometry. *IX Congreso Geológico Chileno, Actas* **2**, 693-696.
- SUAREZ, M. & EMPARAN, C. 1997. Hoja Curacautín (1:250.000), Regiones de la Araucanía y del Bío-Bío. Servicio Nacional de Geología y Minería. *Carta Geológica de Chile* **71**, 105 S.
- SYLVESTER, A. G. 1988. Strike-slip faults. *Bulletin of the geological Society of America* **100**, 1666-1703.
- TEBBENS, S.F. & CANDE, S.C. 1997. Southeast Pacific tectonic evolution from early Oligocene to Present. *Journal of Geophysical Research* **102**, 12061-12084.
- TEBBENS, S.F., CANDE, S.C., KOVACS, L., PARRA, J.C., LABRECQUE, J.L. & VERGARA, H. 1997. The Chile ridge: A tectonic framework. *Journal of Geophysical Research* **102**, 12035-12059.
- THOMSON, S.N. 2002. Late Cenozoic geomorphic and tectonic evolution of the Patagonian Andes between latitudes 42°S and 46°S: An appraisal based on fission-track results from the transpressional intra-arc Liquiñe-Ofqui fault zone. *Geological Society of America Bulletin* **114/9**, 1159-1173.
- THORNBURG, T. M. & KULM, L.D. 1987. Sedimentation in the Chile Trench: Depositional morphologies, lithofacies, and stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin* **98**, 33-52.
- THORNBURG, T. M., KULM, L. D. & HUSSONG, D. M. 1990. Submarine-fan development in the southern Chile Trench: A dynamic interplay of tectonics and sedimentation. *Geological Society of America Bulletin* **102**, 1658-1680.

- TICHELAAR, B. W. & RUFF, L. J. 1991. Seismic coupling along the Chilean subduction zone. *Journal of Geophysical Research* **96**, 11997-12022.
- TIKOFF, B. & WOJTAŁ, S. F. 1999. Displacement control of geologic structures. *Journal of Structural Geology* **21**, 959-967.
- TSE, S.T. & RICE, J.R. 1986. Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties. *Journal of Geophysical Research* **91**, 9452-9472.
- TURNER, F.J. 1953. Nature and dynamic interpretation of deformation lamellae in calcite of three marbles. *American Journal of Science* **251**, 276-298.
- TISS, R.J. & MOORES, E.M. 1992. Structural Geology. *Freeman New York* 532 S.
- TISS, R.J. & UNRUH, J.R. 1998. Analysis of fault slip inversions: do they constrain stress or strain rate? *Journal of Geophysical Research* **103**, 12205-12222.
- VIETOR, T., ECHTLER, H., KLOTZ, J. & ONCKEN, O. 2003. Vertical-axis rotations in the Chilean forearc are an expression of backarc contraction in the Altiplano: evidence from GPS and geological rates. *Terra Nostra* **2**, 82. (18. Geowissenschaftliches Lateinamerika-Kolloquium, Freiberg).
- WALLNER, J. & MÜLLER, J. 2003. The volcanoclastic formation at Lago Budi, IX. Region, Chile – a possibility to reconstruct younger Pleistocene relative sea level changes? First results. *Terra Nostra* **2**, 84 (18. Geowissenschaftliches Lateinamerika-Kolloquium, Freiberg).
- WALLNER, J. 2002. Erste Ergebnisse zur Faziesentwicklung der „Cancagua“ im Bereich des Lago Budi, IX. Region, Chile. *Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft* **17**, 213-214. (SEDIMENT 2002, Darmstadt).
- WANG, K. 2001. Plate coupling, gravity, and forearc stress gradient. *Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft* **14**, 226. (2001 MARGINS Meeting, Kiel).
- WESTAWAY, R. 1995. Deformation around stepovers in strike-slip zones. *Journal of Structural Geology* **17/6**, 831-846.
- WILLNER, A.P., HERVÉ, F. & MASSONNE, H.-J. 2000. Mineral chemistry and pressure-temperature evolution of two contrasting high-pressure-low-temperature belts in the Chonos Archipelago, Southern Chile. *Journal of Petrology* **41/3**, 309-330.
- WILLNER, A.P., PAWLIG, S., MASSONNE, H.-J. & HERVÉ, F. 2001. Metamorphic evolution of spessartine quartzites (cotecules) in the high-pressure, low-temperature complex at Bahia Mansa, Coastal Cordillera of South-Central Chile. *Canadian Mineralogist* **39/6**, 1547-1569.
- WILLNER, A.P., HERVÉ, F., THOMSON, S.N. & MASSONNE, H.-J. 2003. Juxtaposition of different HP/LT metamorphic units during subduction erosion in a mesozoic accretionary belt (Diego de Almagro Island/Southern Chile; 51°30'). *Terra Nostra* **2**, 86-87. (18. Lateinamerika-Kolloquium, Freiberg).
- WOODCOCK, N.H. & FISHER, M. 1986. Strike-slip duplexes. *Journal of Structural Geology* **8**, 725-735.
- XIAHOAN, L. 1983. Perturbations de contraintes liées aux structures cassantes dans les calcaires fins du Languedoc. Observations et simulations mathématiques. *Unpublished thèse 3ème cycle, University of Montpellier*.
- YIN, Z.-M. & RODGERS, G.C. 1995. Rotation of the Principal Stress Directions Due to Earthquake Faulting and Its Seismological Implications. *Bulletin of the Seismological Society of America* **85/5**, 1513-1517.
- ZOBACK, M.D., ZOBACK, M.L., MOUNT, V.S., SUPPE, J., EATON, J.P., HEALY, K.H., OPPENHEIMER, D., REASENBERG, P., JONES, L., RALEIGH, C.B., WONG, I.G., SCOTTI, O. & WENTWORTH, C. 1987. New evidence on the State of Stress of the San Andreas Fault System. *Science* **238**, 1105-1111.